

FELSZÍN ALATTI VÍZTERMELÉS
KÖRNYEZETI HATÁSAI A DÉL-NYÍRSÉG PÉLDÁJÁN

PhD értekezés

Készítette: Szanyi János

Témavezetők: Dr. Varsányi Zoltánné,
Dr. Marton Lajos

Szegedi Tudományegyetem
Ásványtani, Geokémiai és Kozettani Tanszék

2004

TARTALOMJEGYZÉK

TARTALOMJEGYZÉK	i
ÁBRÁK, TÁBLÁZATOK, MELLÉKLETEK JEGYZÉKE	iii
I. PROLÓGUS	1
1.1 Feladat meghatározás	1
1.1.1 A kutatás célja	1
1.2 A disszertáció szerkezete	1
1.3 Koncepciós keret	2
1.4 Történeti háttér	4
1.4.1 A Vízkészlet-gazdálkodás áttekintése	6
II. FÖLDTANI VISZONYOK	9
2.1 Nyírség	10
2.2 Hajdúság	13
2.3 Negyedidoszaki vízadók	14
III. HIDRAULIKAI VISZONYOK	18
3.1 Debrecen város víztermelése	18
3.2 Hidrosztratigráfia	19
3.2.1 Nyomás-mélység profilok	23
3.2.2 Geofizikai anomália mérések eredményei	25
IV. HIDROLÓGIAI ELEMEEK	27
4.1 Csapadékadatok	28
4.2 Talajvíz	30
4.3 Hidrológiai elemek kapcsolata	32
4.4 A terület talajvíz-térképe	33
V. VERTIKÁLIS ELMOZDULÁS VÍZKIVÉTEL HATÁSÁRA	36
5.1 A térszínsüllyedés számítása	36
5.1.1 Fuzzy aritmetika	40
5.1.2 A számítások eredménye	41
5.2 Összehasonlító adatok	44
5.2.1 Nemzetközi példák	44
5.2.2 Hazai mérési adatok	45

VI. VÍZKÉMIA, IZOTÓP-GEOKÉMIA	49
6.1 Kémiai összetétel alapján levonható következtetések	49
6.2 Izotópok	51
6.2.1 ^{14}C izotóp	52
6.2.2 Trícium	53
VII. ÁRAMLÁSI MODELLEK	55
7.1 A szennyezés vertikális terjedésének számítása	55
7.1.1 A szennyezés terjedés elve	57
7.1.2 A feladat meghatározás	58
7.1.3 A modellezett térrész lehatárolása	58
7.1.4 Modell paraméterek	60
7.1.5 A modellezés eredménye	61
7.2 Peremfeltétel vizsgálatok	64
VIII. EPILÓGUS	70
IX. ÖSSZEFOGLALÁS	72
SUMMARY	76
KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS	80
IRODALOMJEGYZÉK	81
TÁBLÁZATOK 1. – 9.	
MELLÉKLETEK 1. – 3.	

ÁBRÁK, TÁBLÁZATOK, MELLÉKLETEK JEGYZÉKE

1. ábra. A tanulmányozott terület tágabb térségének topográfiai viszonyai (Kartográfia 1985)	4
2. ábra. Geológiai tömbszelvény a rétegfelületek ábrázolásával	9
3. ábra. A Nyírség negyedkori üledékeinek vastagságtérképe és negyedkorban aktív törései (Szeidovitz et al. 2002 alapján)	10
4. ábra. A Nyírség határait jelölő poligon (vastag fekete vonal), a települések, az országhatár (piros vonal) és a vízfolyások (kék vonal) feltüntetésével (Szanyi és Marton 2004)	12
5. ábra. Áttekinthető földtani szelvény a kutak kataszteri számának feltüntetésével (Marton és Szanyi 1997b)	15
6. ábra. Hidrogeológiai szelvény az eovX=248000 m-nél húzódó Ny-K –i irányú vonal mentén ,permabilitás adatok alapján; kék nyilak a vertikális elmozdulás helyét mutatják (az összlet vastagsága dm-es bontásban)	16
7. ábra. A kőzetváz permeabilitás eloszlásának 3-D modellje, a 100md-nál (50%)-nál kisebb permeabilitású cellák elhagyásával (kék nyíl Nyíradony helyét jelöli)	17
8. ábra. Az alsó-pleisztocén vízádóra telepített kutak (kék) és talajvíz figyelőkutak (narancssárga) helyszínrajza a talajvízszint izohipszáinak feltüntetésével (zöld)	19
9. ábra. Debrecen város felszín alatti víztermelésének alakulása (kék oszlopok) a II-es vízmu termelési adatainak kiemelésével (sárga oszlopok) (Marton és Szanyi 2000 alapján)	20
10. ábra. Kutak helyszínrajza. (Az ábrázolt területet a 8. ábrán szereplő fekete négyzet mutatja)	20
11. ábra. A II-es vízmu térségében lévő kutak potenciometrikus szintjeinek idosora (zárójelben a kutak szűzített szakaszainak teteje ill. talp értékei a terepszinttől számítva m-ben)	21
12. ábra. A II-es vízmu Ny-i szélén létesített sekély kutak vízállás-idosora	22

13. ábra.	Pallagi figyelokutak vízállás-idosora	23
14. ábra.	Nyomás-mélység profil a Tóció-völgytol Ny-ra a negyedidoszak határának (Q) feltüntetésével	25
15. ábra.	Nyomás-mélység profil a Tóció-völgytol K-re a negyedidoszak határának (Q) feltüntetésével	25
16. ábra.	Gravitációs anomália térkép a hatóperemek feltüntetésével és a kutak nyugalmi vízszint adataival (zöld: grav. minimum, barna: grav. maximum; piros: pozitív kút)	26
17. ábra.	Mágneses anomália térkép a kutak nyugalmi vízszint adataival (kék: negatív-, piros: pozitív anomáliát jelöl)	26
18. ábra.	Az éves csapadékösszeg idosora 1952-1997 között Debrecen Tudományegyetem állomáson), a téli (október-március) és nyári (április-szeptember) félév bontásban, az átlagok feltüntetésével	28
19. ábra.	Téli és nyári félévi csapadék átlagtól való eltérésének kumulált összege (Marton és Szanyi 2000, alapján)	29
20. ábra.	Talajvíz kutak vízszint idosora (Marton és Szanyi 2000, alapján)	30
21. ábra.	Talajvízállások különbségeinek változása a figyelokutakban (Marton és Szanyi 2000 alapján)	31
22. ábra.	II-es vízmu termelése és 3 figyelokút vízszintje közötti keresztkorrelációs kapcsolat (Marton és Szanyi 2000 alapján)	33
23. ábra.	A talajvíztükör abszolút magassága síkban és térben 1998-ban (mBf), az észlelokutak (piros kereszt) és vízmukutak (kék pont) feltüntetésével (Marton és Szanyi 2000)	34
24. ábra.	A talajvíz relatív szintje (m) a II-es vízmu környezetében 2001. évi adatok alapján (piros kereszt a figyelembe vett kutak helyét, a fekete négyzet a II-es vízmu kontúrját jelöli)	35
25. ábra.	Nyomás-mélység diagram Debrecen térségében 3 rétegu modell esetén (Domenico és Miffilin 1965 alapján)	39
26. ábra.	Trapéz alakú fuzzy számok (a); háromszög alakú fuzzy számok (b); vízszintes tengely a mért paraméter; függőleges tengely tagságérték	41

27. ábra. A vízadó és vízlassító réteg vertikális térrövidülésének fuzzy száma (kék), illetve a két réteg együttes térrövidülésének összege (piros) és defuzzifikált értéke (szaggatott vonal)	43
28. ábra. Térszín süllyedés a vízszint süllyedés függvényében (Domenico és Schwartz 1998 nyomán)	45
29. ábra. Magyarországi függőleges mozgások felülettérképe (Joó 1996 alapján)	47
30. ábra. A nátrium és kalcium+magnézium koncentrációjának változása a mélységgel a Debreceni vízmuvek területén	50
31. ábra. A nátrium-koncentráció változása az ammónium koncentráció függvényében	51
32. ábra. ^{14}C vízkorok (év) az alsó-pleisztocén összletben; a vízmuvek középpontjainak (fekete pont) és a mintázott kutaknak (piros kereszt) feltüntetésével (Marton 2000 alapján)	52
33. ábra. Trícium izotóp mérési eredmények (TU) a kutak szurózott szakaszainak feltüntetésével (kutak helyszínrajza a 34. ábrán)	54
34. ábra. Az iparterület helyszínrajza a saját kutjainak (piros) illetve a II-es vízmu kútjainak feltüntetésével (kék)	56
35. ábra. A modellezett talajvízszint (mBf) a fix nyomású cellák (kék) és az alsó-pleisztocén vízadót termelő kutak helyének (piros) feltüntetésével. (Szürke vonalak a gridhálót jelölik)	59
36. ábra. Leszívás mértéke az alsó-pleisztocén összletben	62
37. ábra. A gyár területéről indított 50 éves elérési időhöz tartozó vízáram-pályák nyomvonala felülnézetből ill. É-D és K-Ny szelvény mentén (3-szoros túlmagyasítás; a színek rétegenként változnak; a talajvíztükör izovonala kék)	63
38. ábra. Elvi modell keresztmetszvénye: A.) a közetváz vertikális szivárgási tényező értékei; B.) a szimuláció eredménye ha a törésvonal szivárgási tényezője $K_{FV}=10^{-9}$ m/s; C.) a szimuláció eredménye ha a törésvonal szivárgási tényezője $K_{FV}=10^{-6}$ m/s	65
39. ábra. A 4 rétegu elvi modell generált hálóját a feltételezett törésvonalával (szaggatott vonal); két szélén a szematikus $p(z)$ profilok rajzával	66

- 40. ábra.** Elvi modell számított potenciometrikus szintjei a fix nyomású cellák feltüntetésével (vastag kék vonal); A) felső és oldalsó perem fix; B) alsó cellák is fixek, K-en 200, Ny-on 600 mBf; C.) vezető törésszóna $K_v=10^{-5}$ m/s, $n_0=0,1$ a 41. ábra szerint, túlnyomás csak a veto alján; D) túlnyomás mint B esetben, törésszóna eff. porozitása $n_0=0,01$; E) rosszul vezető törés $K_v=10^{-9}$ m/s, $n_0=0,1$ peremfeltételek mint C esetben; F) törés mint F esetben, peremfeltétel D szerint 68

TÁBLÁZATOK

- 1. táblázat.** A tömbszelvény szerkesztéséhez felhasznált fúrások
- 2. táblázat.** A közvetváz szimulációjához felhasznált fúrások alapadatai
- 3. táblázat.** A Tóció völgytol Ny-ra eső terület $[p(z)]$ profiljának szerkesztéséhez felhasznált kutak hidraulikai adatai
- 4. táblázat.** A Tóció völgytol K-re eső terület $[p(z)]$ profiljának szerkesztéséhez felhasznált kutak hidraulikai adatai
- 5. táblázat.** Debreceni csapadékmérő állomáson regisztrált téli félévi csapadékok (téli-deb) valamint a figyelőkutak évi középvízállásai (KÖV) ill. a vízállás téli növekményei (NÖV) közötti korrelációs kapcsolat 1953-1997 közötti időszakban
- 6. táblázat.** A relatív talajvízszint szerkesztéséhez felhasznált kutak adatai
- 7. táblázat.** Vízkémiai adatok
- 8. táblázat.** C-14 izotóp adatok a mintázott kutakban
- 9. táblázat.** Egy, a gyógyszertár területén mélyített fúrásban, a felszín alatti vízben, különböző mélységközökben mért szennyező anyagok koncentrációja, valamint az adott fúrás rétegsora (piros: határérték feletti koncentráció) Geológiai
- 10. táblázat.** A sematikus $[p(z)]$ profilhoz felhasznált mély kutak adatai

MELLÉKLETEK

- 1. melléklet.** Index térkép a térképek, szelvények földrajzi fekvéséről az ábrák számának feltüntetésével
- 2. melléklet.** Felszíni földtani képződmények, debreceni lap
- 3. melléklet.** Talajvíz mélysége a felszín alatt (m), debreceni lap

I. PROLÓGUS

1.1 Feladat meghatározás

Disszertációm témaválasztását két, látszólag független esemény határozta meg:

1. A Debrecen város tüdejét jelento Nagyerdoben néhány évtizede súlyos fapusztulást tapasztaltak, elsosorban a tölgy állományban. Ezzel egyidoben vált ismertté a talajvíz szintjének jelentos csökkenése.
2. A 90-es évek végén derült fény a védett Nagyerdobe – az 1950-es években – telepített ipari létesítmény súlyos környezetszennyezésére.

1.1.1 A kutatás céljai:

- Vizsgálni a jelentos talajvízszint süllyedés lehetséges okait: az intenzív rétegvíz termelés vagy a csapadék hiánya idézte, idézi-e elo a folyamatot.
- Tanulmányozni az eddig folytatott vízkészlet-gazdálkodás következményeit: a megváltozott vízáram-teret, az alsó-pleisztocén vízáadó rétegek sérülékenységet.
- Bemutatni a bekövetkezett súlyos környezetszennyezést, annak várható következményeit.
- Az esettanulmány alapján javaslatot tenni a vízkészletgazdálkodás elveinek módosítására.

1.2 A disszertáció szerkezete

Disszertációm a bevezeto és záró fejezetekkel együtt 9 tematikus fejezetet tartalmaz, amelyek részben vagy egészben saját kutatási eredményeimet foglalják össze. Felépítése nem szokványos, az alkalmazott módszereket (hidraulikai, geostatistikai,

matematikai, geofizikai, kémiai, stb.) a fejezetek elején tárgyalom, ott ahol használatára sor került. Az ábrákat a szövegtörzsbe szerkesztettem; a táblázatokat és az A3-as méretű térképeket mellékletként a disszertáció végén helyeztem el. A disszertációban szereplő térképek, szelvények földrajzi fekvése az 1. melléklet index térképén található, mely a tanulmányozott 50x50 km-es területet jelöli (kivéve az 1., 3. és 4. ábrát, mert azok nagyobb területet ábrázolnak).

Munkámat a Nyírségben több mint egy évszázad alatt végzett kutatások adataira alapoztam. A Marton Lajossal közösen létrehozott adatbázis közel 2000 kút adatait tartalmazza. Saját forrás híján további vizsgálatokat végeztetni nem volt módom. Ezt a vízkémiai és kúthidraulikai értelmezések során bántam leginkább.

1.3 Konceptió keret

A Földön lejátszódó természeti folyamatok sebességük alapján – emberi időléptéket, mint emberöltőt figyelembe véve – 3 nagyságrendbe sorolhatók és az alábbi jelenségcsoportokkal azonosíthatók:

1. igen gyors (elsősorban meteorológiai jelenségek);
2. sebes (felszín alatti víz szivárgása);
3. lassú (elsősorban a kőzetlemez mozgása, ill. izosztikus elmozdulások)

A felvázolt 3 jelenségcsoport mindegyike – időléptékbeni különbségük ellenére – komoly hatással van a másik kettőre, együttes ismeretük szükséges a Földi ökoszisztémát kialakító folyamatok leírására.

Mivel a felszín alatti víz mozgása nagyságrenddel gyorsabb a kőzetmátrix mozgási sebességénél, ezért a szivárgó felszín alatti víz a kőzettestek között anyagot és energiát közvetít: a felszín alatti víz földtani tényező (Tóth 1999). Szerepe hasonlatos a vér éloszervezetekben betöltött szerepéhez, vizsgálatával ugyanúgy információt szerezhetünk a kőzettestben lejátszódó folyamatokból, mint a vérnyomás, vérkép segítségével a test állapotáról.

Szivárgó medencékben a felszín alatti víz mozgása a gravitáció által hajtott áramterekkel írható le, melynek analitikus leírását Tóth József (Tóth 1963) adta meg.

E szerint az egymásba ágyazott áramlási rendszerek lokális vagy helyi, intermedier vagy köztes, valamint regionális áramlási rendszerekre oszthatók, melyek beáramlási (betáplálási), átáramlási illetve kiáramlási (megcsapolási) területekre bonthatók aszerint, hogy a víz szivárgási irányának vertikális komponense felfelé mutat, vagy nulla, vagy lefelé irányul. Az elmélet kiindulási feltétele a véges permeabilitású kőzetösszlet hidraulikus folytonossága. Ennek lényege, hogy a kőzetösszletben lévő víz nyomásának egy tetszőleges pontban történő megváltozása más pontokban is nyomás változást idéz elő a víztestben (Tóth 1995), azaz a diffúziós tényező függvényében végigfut a rendszeren. Víztest, a felszín alatti víznek az azonos áramlási rendszerbe tartozó része (Council Directive 2000/60/EC).

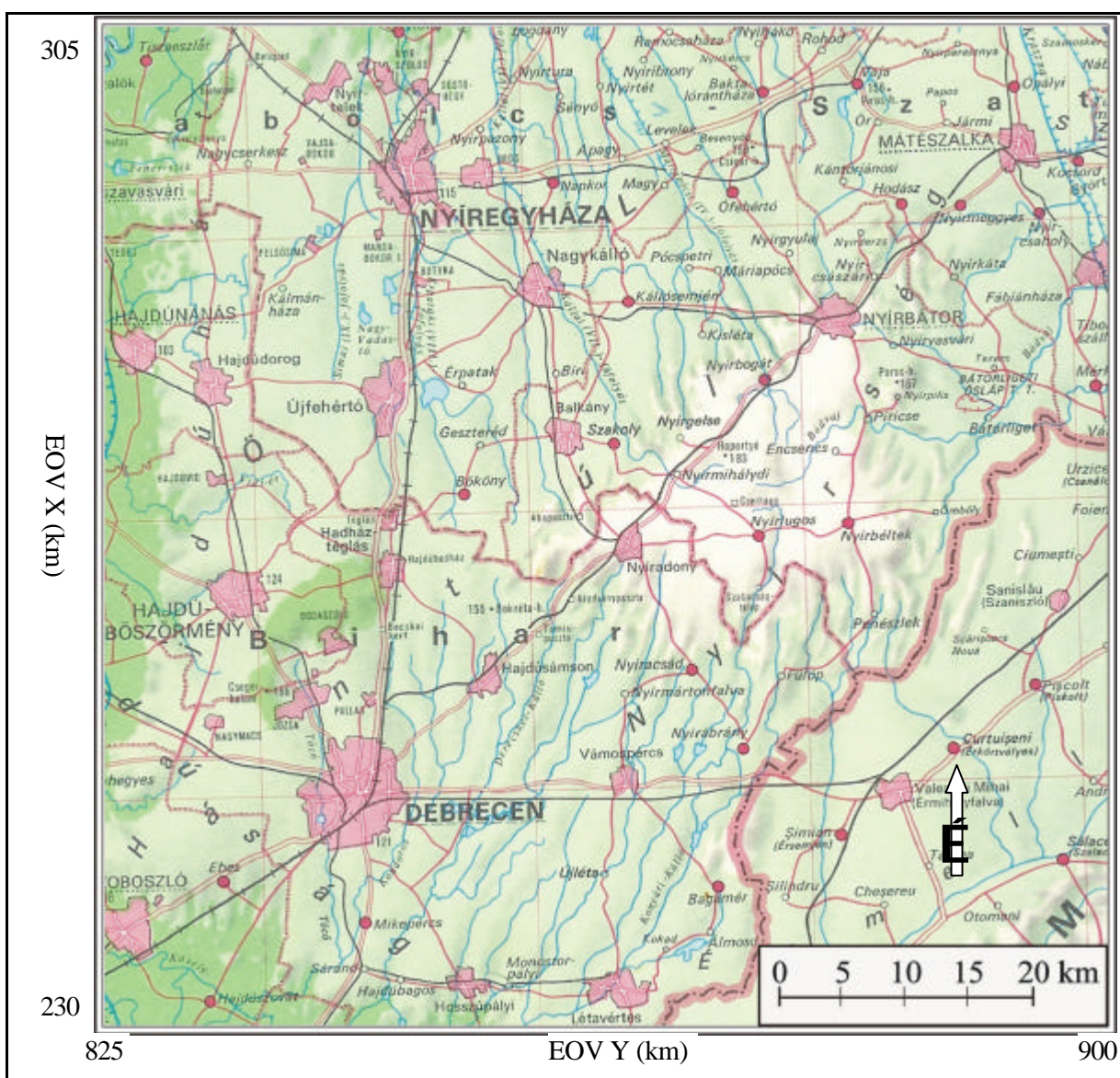
A neogén üledékes medencékben – például a Magyar Alföldön – lejátszódó földtani folyamatok (pl. kompakció, kompresszió, tektonikai események) módosítják a gravitáció által hajtott áramteret (Neuzil 1995), ami az egyensúlyi feltételek megváltozásához vezet. A rendszer a megváltozott eredő erőnek megfelelő új egyensúlyi helyzet (energia szint) elérésére törekszik. A két kvázi egyensúlyi (stacionárius) helyzet közötti állapotot átmeneti (tranzien) állapotnak nevezzük.

A kőzetösszletet felépítő, laterálisan nagy kiterjedésű rétegeket eltérő hidraulikai tulajdonságuk alapján 3 osztályba sorolhatjuk: vízádó (aquifer), félvízáró (aquitard) és vízáró vagy vízrekesztő (aquiclude) (Fetter 2001). A vízádó réteg olyan földtani egység, amely képes tárolni és szállítani a vizet úgy, hogy a vízádó kutakat táplálja. A félvízáró rétegnek rosszabb a vízvezető képessége. Ugyanakkora gradiens esetén félvízáró rétegen a víz a vízádó rétegnél lassabban tud átszivárogni, bár víztároló képessége lehet jó. A vízrekesztő képződmény gyakorlatilag nem vezeti a vizet, azonban geológiai időléptékben semmilyen földtani képződmény nem tekinthető tökéletes vízárónak. A vízádónak illetve félvízárónak a fekvő-fedő képződmények hidraulikai tulajdonsága ismeretében nevezhetünk egy adott réteget, tehát relatív fogalmak (Freeze és Cherry 1979). Ugyanaz a képződmény egy adott települési környezetben vízádóként, más üledékes viszonyok között félvízáróként szerepelhet. A vízádókat mindig félvízárók vagy vízárók, míg a félvízárókat vízádók fogják közre.

1.4 Történeti háttér

A Nyírség az Alföld ÉK-i, legmagasabb fekvésű tájegysége (1. ábra). Legnagyobb települése Debrecen, melynek több mint 200000 lakója van. Mivel nincs jelentősebb vízfolyása, a vízszükségletét elsősorban felszín alatti vízből elégítik ki.

A Nyírség hidrogeológiájával számos szerző foglalkozott. Az alábbiakban vázlatosan ismertetem azokat a munkákat, a szerzők megjelölésével, amelyek jelentős előrelépést jelentettek a terület hidrogeológiájának megismerésében.



1. ábra. A tanulmányozott terület tágabb térségének topográfiai viszonyai (Kartográfia 1985)

A bemutatást azoknál a munkáknál kezdem, amelyeket már önálló hidrogeológiai vizsgálatokra alapoztak, az 1950-es éveket követően.

A kezdeti publikációk elsősorban a vízáadó képződményeket, azok nyomás adatait dolgozták fel, az akkori ismeret szintjén, statikusan (Rónai 1961, 1963, Urbancsek 1963, 1965). A munkák jelentőségét – a tárgyi ismereteken túl – az adja, hogy ekkor vált szisztematikussá az adatgyűjtés és feldolgozás, ami alapja az összes azóta született értelmezésnek.

A következő stáció Rónai András alábbi gondolatával jellemezhető: „Csak a mélységi vizek nyomásingadozásainak rendszeres mérése szolgáltatott olyan adatokat, amelyek a talajvíz és alatta következő mélyebb rétegek vízének azonos tendenciájú mozgását mutatták ki néhány száz méter mélységig és ezzel bizonyították, hogy az alföldi medence negyedkori rétegei egyetlen nagy víztartó rendszer részei és táplálásuk a felszínen és a felszín alatt többszáz m mélyen az egész Kárpát-medence éghajlati és csapadék viszonyaitól függ és egységesen alakul.” (Rónai 1975, p.50). A hidraulikus folytonosság (akkor még néven nem nevezett) elvét Erdélyi Mihály alkalmazta a Magyar Medencére (így a Nyírségre is, mely az alföldi vízrendszer egyik tápterülete). Korszakalkotó munkájában fölvázolta az áramlási pályákat a felszíntől egészen az alsó-pannon összletig (Erdélyi 1975, 1979).

Újabb lépést az analitikus modell számítások eredményei jelentettek, melyek a rétegzett hidraulikai rendszerek utánpótlódási mechanizmusát tárták fel, elsősorban Halász Béla, Székely Ferenc és Marton Lajos munkássága alapján (Halász 1975, 1988, Halász és Szoke 1990, Székely 1977, 1988, Marton 1981, 1982). Halász kimutatta, hogy átszivárgó rendszereknél csak a kutak közvetlen környezetében szükséges a rétegsor részletes ismerete, míg távolabb elegendő az eredő transzmisszivitást meghatározni a vízkivételek hatásának számításához (Halász 1975). Székely szerint a termelt rétegzett rendszerek legfelső, nyitott vízáadója vízszintjének – néhány éves üzemeltetés során tapasztalt – viszonylagos állandósága nem bizonyítja, hogy ez az állapot évtizedekig fennmaradhat, azaz a szabadfelszíni réteg nem tekinthető korlátlan utánpótlódási felületnek (Székely 1988).

Időben átfed az előbbiekkal a Nyírség felszín alatti vizeinek vízkémiai és izotóp vizsgálata. Ezek a kutatások Marton Lajos és Hertelendi Ede nevéhez fűződnek

(Marton 1981, Marton et al. 1980, Hertelendi et al. 1992). Izotópvizsgálatok alapján bebizonyosodott, hogy a Nyírség kiemelkedését követően felépült új felszín alatti víz áramlási rendszer kiszorította a korábbi, az alsó-pleisztocén összlet vize – a fiatalabb rétegekhez hasonlóan – meteorikus eredetű, a pleisztocén legvégén, illetve a holocénben szivárgott be (Marton 1982).

Jelentősen átértékelte az alföldi felszín alatti víz áramlási rendszer energetikai viszonyait a kompresszió okozta túlnyomásos zóna felismerése, mely deformálja (alulról megtámasztja) a gravitációs rendszert (Tóth és Almási 2001, Almási 2001).

A jelenlegi kutatások elsősorban a víztermelés következtében megbolygatott rendszer reakcióit, annak következményeit, a felmerült környezeti hatásokat vizsgálják, egyúttal megoldást keresnek a bajok orvoslására (Marton 2000, Marton és Szanyi 2000, Szanyi 2002a, 2002b).

1.4.1 A vízkészlet-gazdálkodás áttekintése

Vízadó képződmények túltermelése vagy túlhasználata (overexploitation) nem új keletű jelenség. A magyar Alföldön 1879-ben fúrták az első artézi kutat és 1900-ban már több mint 1000 artézi kút üzemelt, Zsigmondy Vilmosnak és Bélának köszönhetően. A kutak száma rohamos ütemben növekedett tovább; 1980-ban 58000 kutat tartottak nyilván Magyarországon (Marton 2002), ma már döntő többségük szivattyúzással üzemel.

Az USA nyugati részén 1920-tól kezdve gombamód elszaporodtak az elektromos meghajtású szivattyúk, minek következtében drámai vízszint és hozam csökkenések voltak tapasztalhatók. A víztermelés megbízhatósága elemi érdekévé vált, megszületett a biztonságos hozam (safe-yield) fogalma (Meinzer 1920, Todd 1958, Fetter 1972). Magyar megfelelőjének a „kitermelhető dinamikus vízhozam” kifejezés tekinthető (Juhász 2002). Azonban a „biztonságos hozam” fogalmát egyre nehezebben lehetett alkalmazni hosszú idejű folyamatokra, a felmerülő környezeti károk miatt (Sophocleous 1997). Az 1980-as évek végére a biztonságosság elve helyére a „fenntarthatóság” elve (sustainability) lépett (WCED 1987), ami a természeti források oly mértékű használatát jelenti, hogy a jövő generációinak

megélhetése is biztosítva legyen. A hidrogeológiában a fenntarthatóság olyan eszme, amelynek alkalmazásával lehetővé válik a dinamikus készletgazdálkodás (Sophocleous 2000).

A vízadó réteg termelése módosítja a potenciometrikus szinteket, ennek következtében a vízárám tér mintázatát. A túlhasználat negatív következményeit az alábbiak szerint lehet megfogalmazni (Custodio 2002):

1. A vízkivétel következtében a költségek növekednek: szivattyúkat mélyebbre kell telepíteni, nagyobb energia igény; drágább, nagyobb teljesítményű szivattyúk.
2. A kiáramló vízmennyiség folyamatos csökkenése: felszíni vizek (folyók, források, tavak, lápok) hozamának fogyása, készleteinek apadása.
3. Az áramlási pályák változása: a beszivárgás növekedése következtében a felszíni szennyezés mélyebbre tud lejutni.
4. A vízpotenciál csökkenése következtében különböző típusú vizek keverednek: megváltozik a kemizmus, víz-közet reakciók, ioncserék, a kitermelt víz minősége folyamatosan romolhat.
5. A semleges feszültség (pórus nyomás) csökken: konszolidálatlan összletek kompaktálódnak, térszín süllyed, oldható közeteknél (karbonát, gipsz, só) hirtelen talajrogyások következhetnek be (ugyanez előállhat „homokoló” kutaknál is!).

Ha a vízadó kis kiterjedésű, nagy transzmisszivitású, a változásokra gyorsan reagál, a termelés stabilizálódását követően néhány hét vagy hónap elteltével újra egyensúlyba jut. Ha azonban a vízadó nagy kiterjedésű és relatívan kis transzmisszivitású, az átmeneti állapot évtizedekig, évezredekig tarthat. Ez a magyarázata, hogy rövid idejű megfigyelések alatt, a vízkivételek hatásai alig érezhetőek, esetleg észrevétlenek maradnak (Tóth és Millar 1983, Custodio 2002).

Egy vízadó nem tekinthető elszigetelt egységnek, különösen a magyar Alföldön nem! Mind horizontálisan mind vertikálisan kommunikál a szomszédos vízadókkal és vízfogókkal, vizet kap vagy lead a potenciometrikus tértől függően (Tóth 1995, Carrillo-Rivera 2000).

Ha egy adott vízadóból termelünk, a leszívás hatása kezdetben helyben

koncentrálódik, majd az átszivárgás következtében fokozatosan szétterjed az egész rendszerben. Azaz a termelés hatástávolsága fokozatosan no az időben, míg a terjedés sebessége (diffúziós együttható) csökken. Ezek a hatások jól ismertek a hidraulikában (Rorabaugh 1960, Custodio 2002), de a gyakorlatban sok esetben elhanyagolják. A nem megfelelő értelmezés téves következtetésekhez vezet, ami károsan befolyásolja a vízkészlet gazdálkodást.

A túlhasználat meghatározásának két megközelítése van: hidrogeológiai és közgazdasági. A geológiai definíció a spanyol víz törvényből való (Custodio 2002):

- Egy vízáadó túlhasználnak tekinthető (vagy veszélyeztetettnek a túlhasználat miatt), ha termelése nagyobb vagy közel azonos az évente megújuló készlet mennyiségénél, vagy használata a vízminőség jelentős romlásához vezet.

Közgazdász nézőpontból az alábbi definíció adható (Young 1993):

- A vízáadó túlhasználata a nem optimális használatot jelenti.

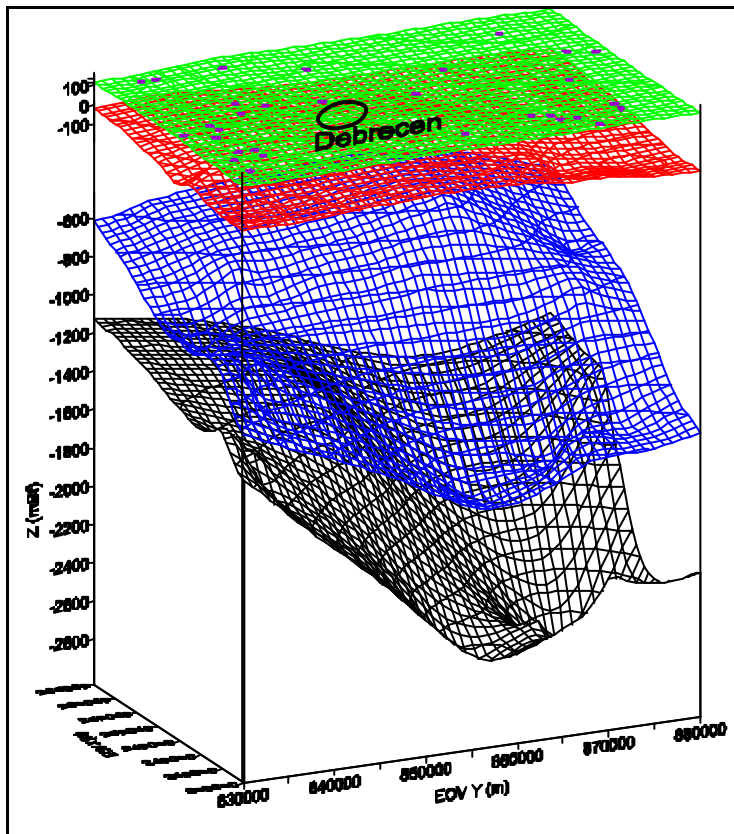
Mindkét definíció meglehetősen tág határt enged a képzeletnek, az előbbi ráadásul a biztonságos hozam köpönyegébe próbálja bújtatni a fenntarthatóság elvét. A nem egyértelmű definíció részben a természet (és így a hidrogeológia) megismerhetőségi korlátjának a következménye.

A hidrogeológiában a „bizonytalanság” egyrészt a vizsgált tulajdonságok természetes változékonyságának, másrészt a mérési metodikának az eredője. Nagy kiterjedésű vízbázisok termelésbe állításának kezdetekor – a nagy mennyiségű tározott víz miatt – a bizonytalanság nem számottevő probléma (Custodio 2002). A termelés előrehaladtával lehetőség van a bizonytalanság csökkentésére. Azonban ha az adatgyűjtés nem folytonos, a rendszer bizonytalansága jelentősen megnő, a folyamat irányítása kicsúszik a kezünk közül.

II. FÖLDTANI VISZONYOK

Debrecen városa a Nyírség és a Hajdúság találkozásánál fekszik, az Alföld nagy földrajzi tájegység ÉK-i szélén. A tanulmányozott terület felszíni földtani térképe jól tükrözi a két földrajzi tájegység találkozását (2. melléklet). A nyírségi futóhomok élesen elválik a Hajdúsági lösztol, érintkezési vonaluk a Tócsó-völgy csapásában jelölhető ki.

Az Alföld neogén üledékekkel kitöltött medence. A neogénnél idosebb képződményeket a medence-aljzathoz sorolom. A neogén előtti felszín erosen tagolt, a medence szegélyeken a felszín közelében, míg a medence belsejében 6000 m-nél mélyebben nyomozható. A preneogén aljzat a tanulmányozott terület (50x35 km) É-i és Ny-i felén –1100 és –1600 mBf-ig emelkedik, míg a DNy-i szélén –3000 mBf érték alá süllyed (2. ábra; 1. táblázat). A jelenleg tapasztalható nagy mélységkülönbségek a neogén folyamán lejátszódó egyenetlen süllyedés következményei, melyek részben már üledékekkel fedett állapotban jöttek létre (Korössy 1985).



2. ábra.

Geológiai tömbszelvény a rétegfelületek ábrázolásával. (É-i irány az EOV X tengellyel párhuzamos)

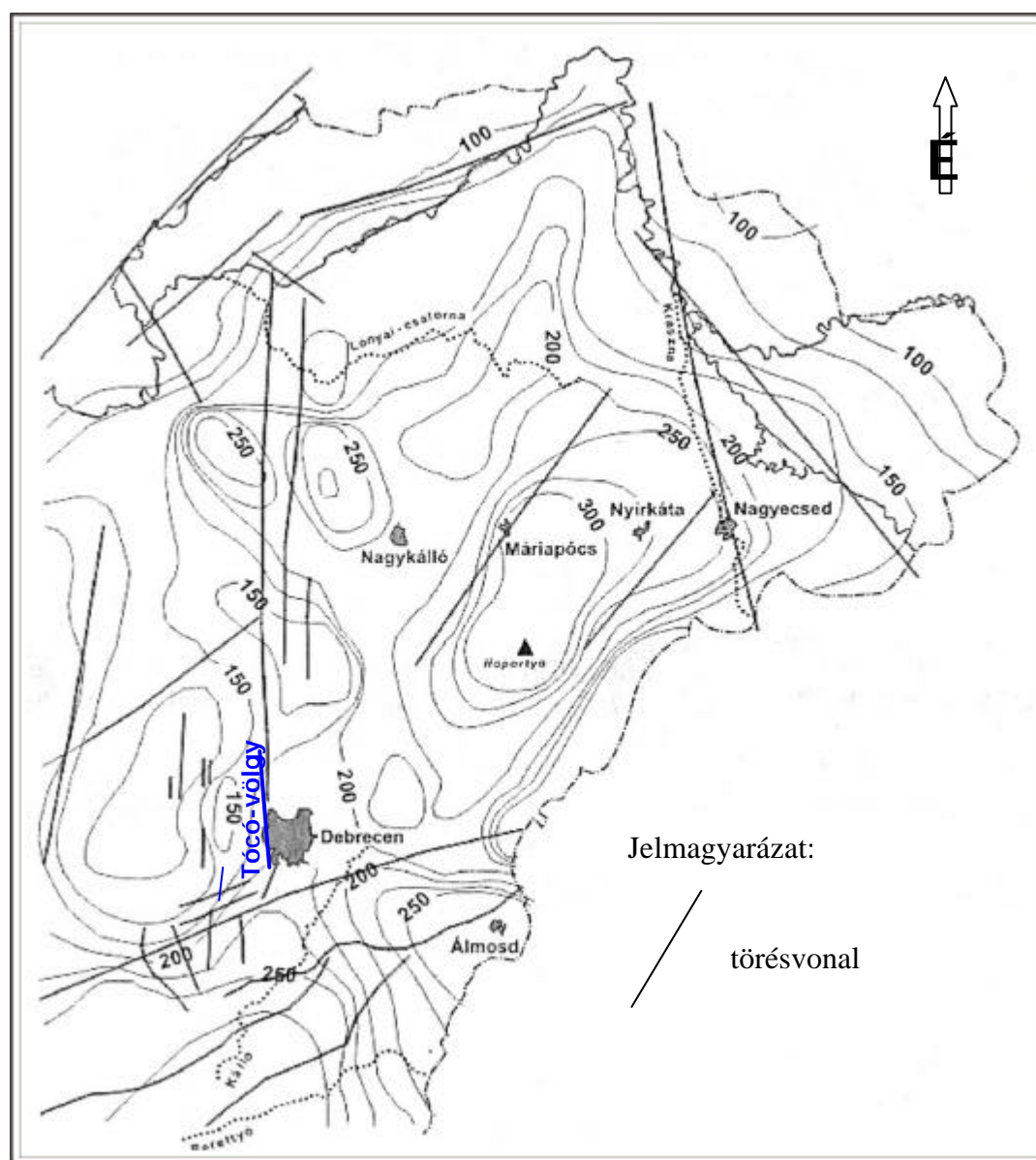
Jelmagyarázat:

- lila pont – felhasznált fúrások,
- zöld – topográfia,
- piros – kvarter fekvő,
- kék – felső-pannon fekvő,
- fekete – preneogén aljzat

2.1 Nyírség

A Nyírség lehatárolásával foglalkozó jelentősebb forrásmunkák (Sümeghy 1944, Borsy 1961, Pécsi 1969) nem azonos helyen húzzák meg a Nyírség határait. A különbségek elsősorban az eltérő osztályozási elvekkel (földrajzi, földtani, szerkezet-földtani) magyarázhatók.

Szerkezetföldtani értelemben a Nyírség K-i és Ny-i határa merev, É-D –i irányú tektonikai vonalat követ. Ny-ról a Tócsó-völgy É-ről és K-rol a Tisza-Kraszna szerkezeti öv, míg DK felől az Ér-völgy fogja közre (Szeidovitz et al. 2002); (3. ábra).



3. ábra. A Nyírség negyedkori üledékeinek vastagságtérképe és negyedkorban aktív törései (Szeidovitz et al. 2002 alapján)

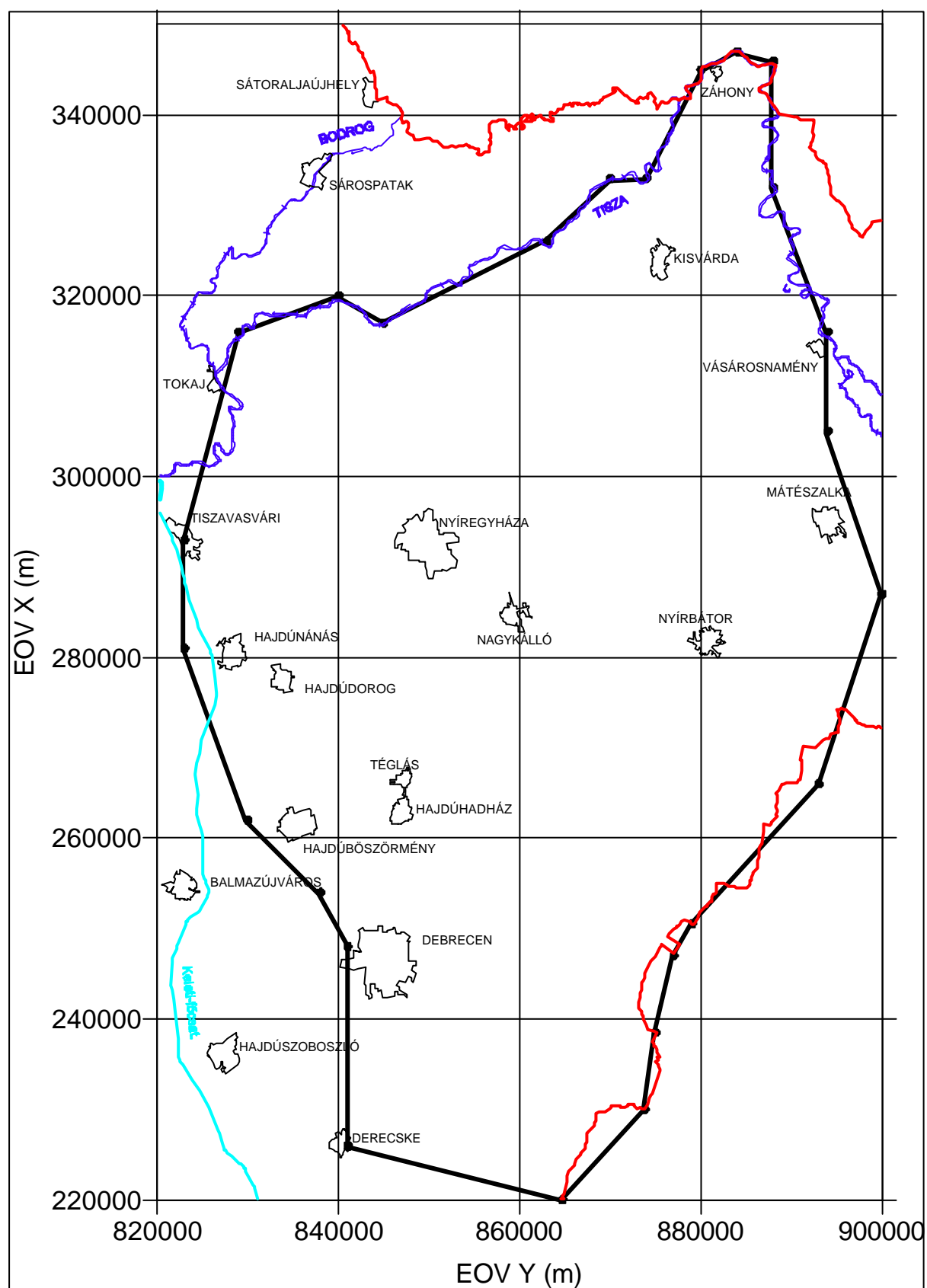
A Nyírséget, mint hidraulikailag egységes víztestet, Marton Lajossal készített tanulmányunkban az alábbiak szerint határoltuk le (Szanyi és Marton 2004):

- Az ÉNy-i határ kijelölésénél Borsy (1961) meghatározását vettük alapul, a Rétközt is a Nyírséghez soroltuk, szemben a Pécsi (1969) szerinti tájféldrajzi besorolással. Ezt a koncepciót támasztotta alá a szerkezetföldtani kép is.
- A K-i oldalon minden szerző szerint a Kraszna vonala, majd az Ér-völgy jelenti a Nyírség határát. Mivel az országhatáron túli területről nem volt adatunk, ezért a DK-i határt mesterségesen, az országhatárnál húztuk meg.
- A D-i határvonalat Sümeghy (1944) és Pécsi (1969) leírása szerint vontuk meg. Bár a hidrodinamikai határ a vízkitermelések eredményeképpen valószínűleg délebbre, a Berettyó völgyéhez közelebb, húzódik.
- Ny-on, eltérve a tájféldrajzi besorolástól és a szerkezetföldtani határtól, a Sümeghy (1944) által leírt határt fogadtuk el, azaz a Hajdúság egy részét is a Nyírséghez soroltuk, mivel a földtani és a hidrodinamikai szempontok ezt indokolták.

Fentieknek megfelelően a Nyírség határait kijelölő poligont a 4. ábra mutatja be. E poligon szerint a Nyírség legészakibb és legdélibb pontja között mintegy 130 km a távolság, legnagyobb K-Ny-i irányú szélessége 79 km.

A környezetéből szigetszerűen kiemelkedő Nyírség közepén a vízválasztó Ny-K-i irányban húzható meg. A homokdombok a vízválasztó két oldalán É-D-i lefutásúak (Marton és Szanyi 1997a). A Nyírség átlagos tengerszint feletti magassága (Balti felett) 140 m, a centrumában meghaladja 180 m-t, míg a peremek 100-110 m-es értékkel jellemezhetők.

A Nyírség mélyföldtani szerkezete elsősorban szénhidrogén kutató és termálvíz kutató fúrások alapján ismert. Általánosságban elmondható, hogy aránylag vékony 200 m-es negyedidoszaki rétegek alatt 1000-1200 m vastag pannóniai s.l. rétegek, majd nagy vastagságban harmadidoszaki, elsősorban vulkáni kőzetek települtek. A Nyírség déli szegélyén mélyült derecskei fúrás ennél is nagyobb, 5000 m-t meghaladó pliocén kori süllyedést mutatott ki harmad és negyedidoszaki képződményekkel (Rónai 1985).



4.ábra. A Nyírség határait jelölő poligon (vastag fekete vonal), a települések, az országhatár (piros vonal) és a vízfolyások (kék vonal) feltüntetésével (Szanyi és Marton 2004)

A Nyírség tipikus példája a fejlődő folyódelta üledékeknek (Sümeghy 1944, Kádár 1951, 1960, Borsy 1954, 1961, 1964). Szemcsék nagysága fokozatosan finomodik ÉK-rol DNy-felé haladva. A delta üledék a Nyírség tengelyében éri el a legnagyobb vastagságot. A Nyírségi pleisztocén rétegek lerakódása É-i és ÉK-i irányból történt. A 120-300 m vastag rétegsor felépítésében az Alföld ÉK-i részének valamennyi folyója részt vett, közülük a legjelentősebbek a Tisza és a Szamos (Borsy 1961, Marton 1981).

A pleisztocén-holocén határán (Würm végén) a Bodrogtörzs és a Rétkör, valamint a Bereg-Szatmári síkság süllyedni, az Ér-völgy és a Nyírség pedig emelkedni kezdett. A lefelé mozgás mértéke 15-25 m, míg a Nyírség kiemelkedése 25-30 m lehetett (Marton 1981). A Nyírség felszínének kialakításában – szigetszerű kiemelkedése miatt – a szél játszott fontos szerepet, mely futóhomokot rakott le a területen.

2.2 Hajdúság

A Hortobágy síkja és a Nyírség homokszigete között É-ról D-re egy magasabb térszínkülöbség húzódik 10-20 km szélességben, kb 90 km hosszon. Ki határán a Hajdúsági külső 20-30 m-es peremmel emelkedik ki, 115-120 m-es Balti feletti magassággal és találkozik a Nyírség futóhomokjával.

A Hajdúság mélyszerkezetére a DNy-ÉK-i irányban keresztbefutó paleozóos és mezozóos hegységpázták a jellemzők. A vékony negyedidőszaki rétegek fekvését adó pannóniai s.l. rétegek vastagsága É-ról D-felé nő, 300 m-től 1300 m-ig. A Hajdúság alatt a pannóniai rétegek viszonylag magas helyzetben vannak, átlagosan 100-150 m-re, de helyenként 30-50 m-re is megközelítik a felszínt (Erdélyi 1960). Két oldalán – a Nyírség és a Hortobágy alatt – mélyebben, 150-250 m mélységben találjuk a pannóniai fekvést (Rónai 1985).

A pleisztocén kezdetén környezetéből kiemelkedő domború állt a Hajdúság területén. Ez a kárpátaljai folyókat D-felé terelte, így kiemelt helyzeténél fogva folyóvízi elöntést ebben az időszakban nem kapott. Ezt bizonyítja a pannóniai agyagon képződött, áthálózott mediterrán jellegű talajréteg (Erdélyi 1960, Rónai 1985). Az alsó

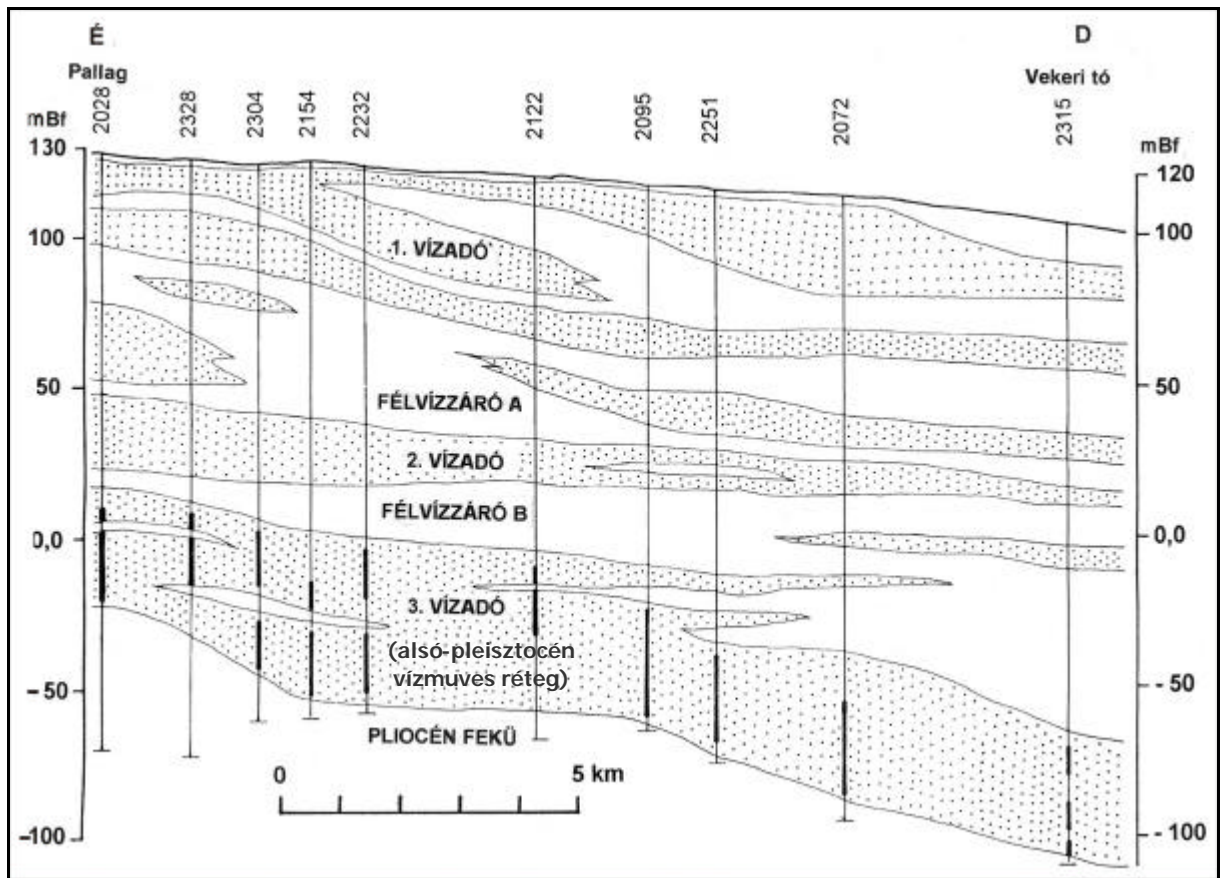
pleisztocénben a pannon rögök differenciált mozgása, valamint a nyírségi hordalékkúp felmagasodása következtében a Hajdúság mélyebben fekvő részein folyóvízi üledékképződés indult meg. Más területeken eolikus üledékképződés zajlott, pl. Macs térségében (Molnár 1966, Sümegi 1989). A felső pleisztocénben az eolikus üledékképződés vált uralkodóvá, az ártéri üledékképződés a Hajdúság síkján zajlott tovább. A pannon horsztokat a Hajdúság D-i felén elsősorban infúziós lösz és lösz, míg az É-i részen elsősorban finomhomok takarta be (Szabó 1965, Sümegi 1989).

2.3 Negyedidoszaki vízadók

A terület negyedkori üledéksorát egyszerűsítve három vízadó rétegcsoporthal lehet jellemezni:

1. a regionális kiterjedésű alsó-pleisztocén „vízmuves” réteg;
2. a középső-pleisztocén vízadó réteg;
3. a felső, nyitott vízadó réteg.

A vízadókat közbetelepült agyag, agyagos homok rétegek választják el egymástól. A negyedidoszaki összlet az agyagos kifejlődésű pliocén fekvőn helyezkedik el. A kép valójában ennél változatosabb, a folyók által lerakott negyedidoszaki hordalékkúp jellegzetesen változó egymásba fogazódó rétegekből álló összletet képez. A földtani viszonyok bonyolultságát szemlélteti a 5. ábra, mely egyszerűsített, finomabb részleteket nem tartalmazó É-D -i szelvényt mutat be Debrecen térségében. Az alsó-pleisztocén durva- és középszemű homokból álló, helyenként kavicsos vízmuves réteg vastagsága a Nyíradony – Debrecen – Derecske vonalban a legnagyobb, 50-70 m; tágabb környezetében átlagosan 50 m. A vízmuves réteg fedője Debrecen környékén 130-160 m vastag, É-ÉK felé vékonyabb 80-100 m, míg D-DK -i irányban meghaladja a 200 m-t (Marton és Szanyi 1997b).



5. ábra. Áttekinto földtani szelvény a kutak kataszteri számának feltüntetésével (Marton és Szanyi 1997b)

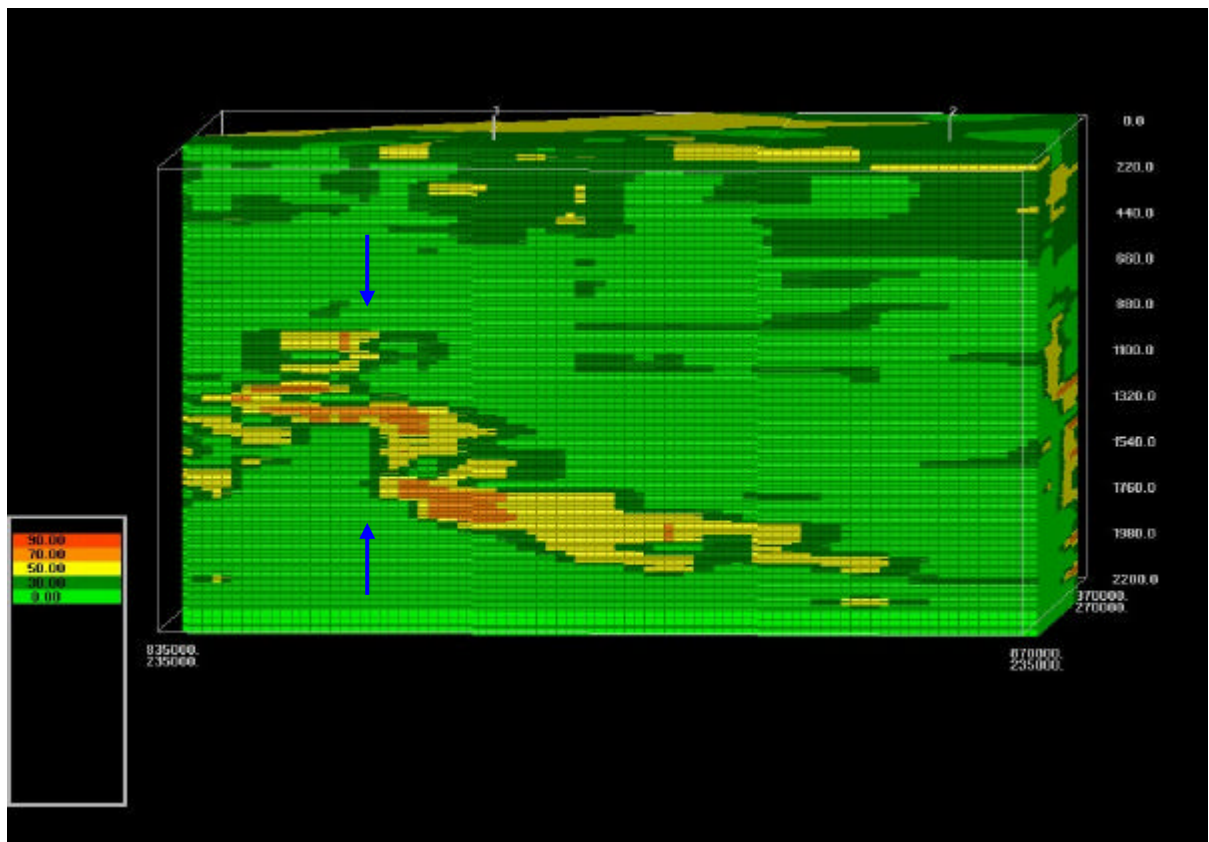
Az Erdélyi által szerkesztett Észak-Tiszántúli negyedidoszaki üledékeinek vastagsági térképén (Erdélyi 1962) az izometrikus görbék Debrecenre nyugatra jelentős vastagságcsökkenést mutatnak, egyértelmű jeleként annak, hogy az Újfehértó-Ebes jelölte vonalban ÉÉK-DDNy-i csapású veto húzódik (Erdélyi 1962, Bendefy 1968).

A rétegsor jobb megismerése érdekében, 114 kút vízföldtani naplója alapján (2. táblázat), GSLIB programcsomaggal (Deutsch és Journel 1992), elkészítettem a kőzetváz permeabilitás eloszlásának 400x400x3 m-es hasábokból álló modelljét (6., 7. ábra). A módszer az adott attribútum 3-D bemutatását geo-celluláris módon (térfogategységként határozza meg a vizsgált attribútum értékét), adott viszonyítási síktól, mint időhorizonttól kiindulva (jelen esetben ez a felszín volt) végzi (Geiger 2003). A kőzettípusból származtatott permeabilitás értékekkel jellemzett tércellák mozaikszerű elrendeződésével lehetővé válik a vízáradó és vízlassító rétegek

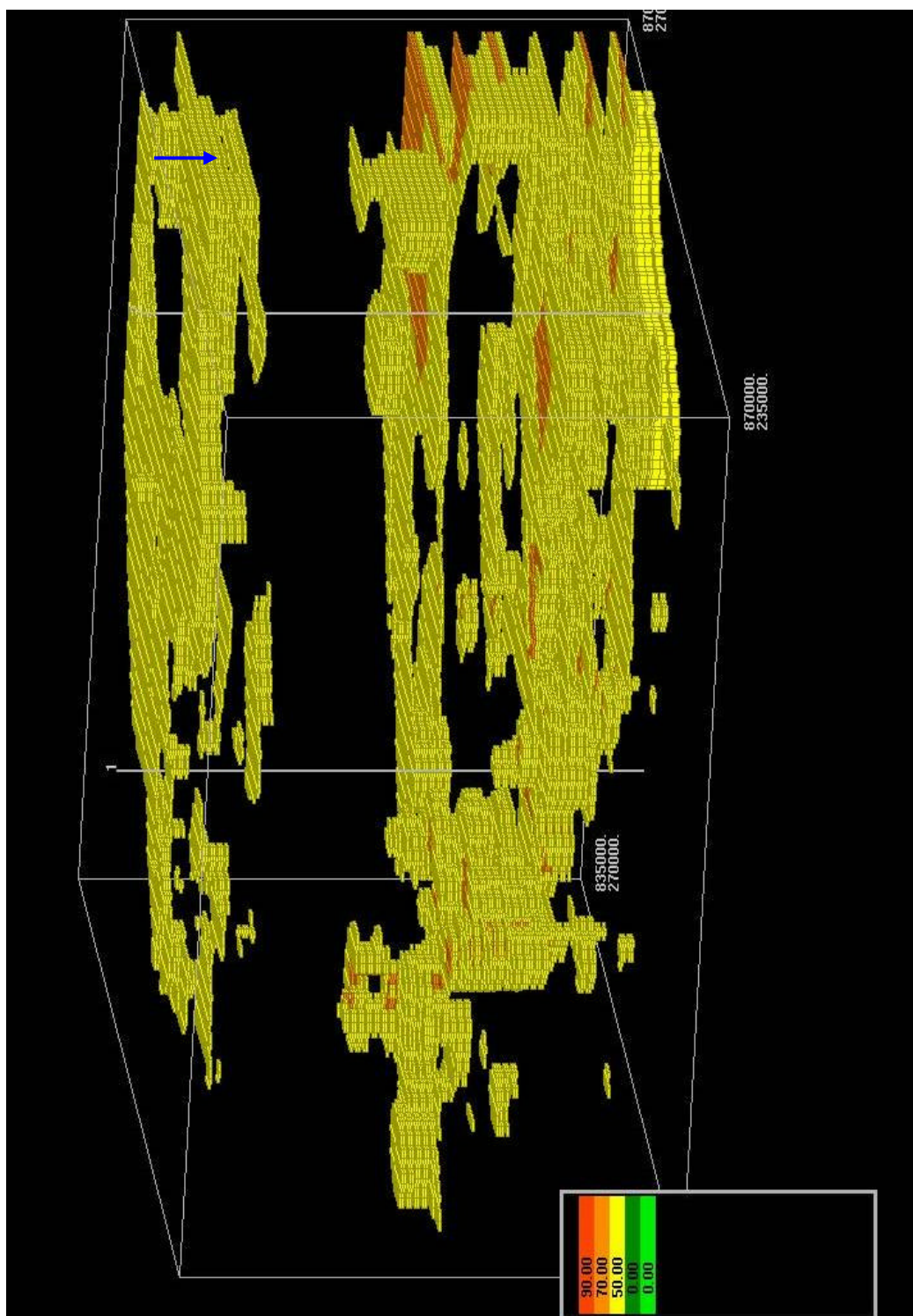
elválasztása. A permeabilitás értékek az alábbi skála szerint lettek megadva ($1\text{md} \approx 10^{-15} \text{ m}^2$):

- kavicsos-homok = 1000 md \Rightarrow 100%;
- közép szemű homok = 250 md \Rightarrow 70%;
- finom homok = 100 md \Rightarrow 50%;
- homokos agyag = 40 md \Rightarrow 30%;
- agyag < 10 md \Rightarrow 5%.

Az $\text{eovX} = 248000$ m-en átmenő Ny-K -i szelvényen (6. ábra) a kék nyíllal jelölt helyen, hozzávetőleg $\text{eovY} = 843000$ m-nél, az I-es és II-es vízmu között, az alsópleisztocén vízmuves réteg vertikálisan elkülönül. Az I-es vízmu alatt 30-40 m-rel sekélyebb helyzetben található, mint a II-es vízmu területe alatt. Az éles váltás vertikális elmozdulást jelöl. Ezen vonal fölött húzódik a Tócsó-völgy, amely a Nyírség-Hajdúság érintkezési síkját jelöli ki (3. ábra). É-ÉK -i irányban, Nyíradony-Nyírbéltek környezetében, (7. ábra) a vízmuves réteg fölött a fedő összlet egyre homokosabbá válik, jó beszivárgási viszonyokat biztosítva a felszínközeli vizeknek.



6. ábra. Hidrogeológiai szelvény az $\text{eovX}=248000$ m-nél húzódó Ny-K -i irányú vonal mentén ,permabilitás adatok alapján; kék nyilak a vertikális elmozdulás helyét mutatják (az összlet vastagsága dm-es bontásban)



7. ábra. A közvetváz permeabilitás eloszlásának 3-D modellje, a 100md-nál (50%)-nál kisebb permeabilitású cellák elhagyásával (kék nyíl Nyíradony helyét jelöli)

III. HIDRAULIKAI VISZONYOK

Debrecen város ivóvízellátásának súlypontja az 1900-as évek fordulóján a felszíni és felszín közeli vízkivételekrol fokozatosan a mély rétegvizekre helyeződött át, megváltoztatva ezzel a természetesen kialakult egyensúlyi helyzetet. Az 1950-es évekig ez a változás nem volt feltuno, a hatások az 1950-es évek közepétol jelentkeztek, markáns változás az 1970-es évektol volt kimutatható a vízáadó rétegek potenciometrikus szintjének csökkenésében (Papp 1975). Ezért a jelenlegi hidraulikai viszonyok megértéséhez elengedhetetlen a rétegvíz termelés adatok ismerete.

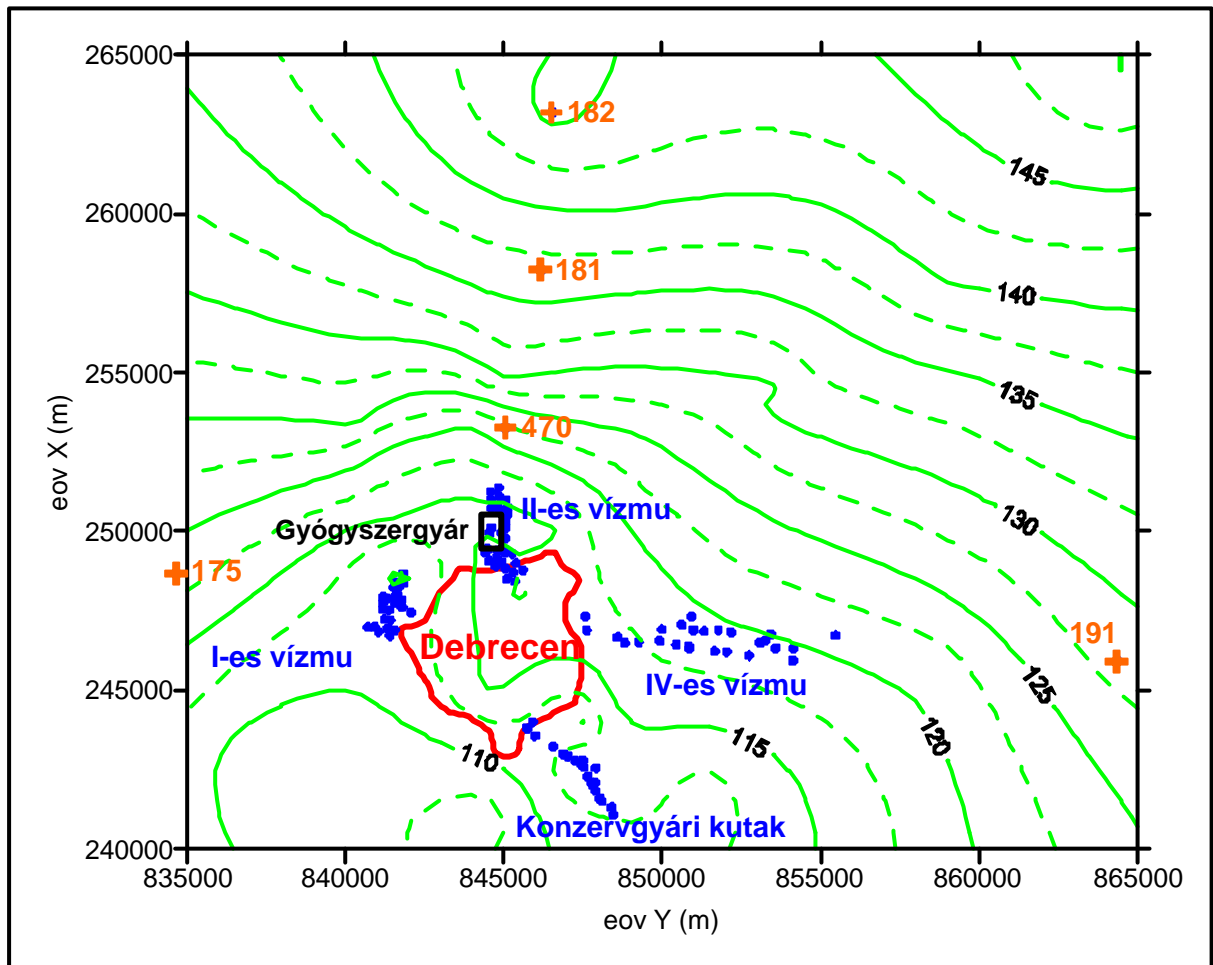
3.1 Debrecen város víztermelése

Az első írásos dokumentum Debrecen fúrt kútjairól az Iperegyesület 1845-ben, Pesten kiadott Hetilapjából való, Csécsi Imre tollából:

„Steller János, keresztül utazván itt Aradról; jelenti magát, 's szerzodik a' várossal (majus, 1840). Megkezdí a' fúrást a' piaczon, augusztus 20-kán 1840; lemegy, soha a' facsöveket nem veretvén, hanem csak nyomtatván, 32 öltre, hol bo vízre talált ... mennyiségét megítélhetni abból, hogy a próbahúzáskor minden óranegyed alatt 800 itczét adott, 's azóta sem csökkent soha. Rendes állása a' földszínén alul két öl egy láb.” (idézi: Marton 2002)

Fenti „ízes” leírás szerint a 60 méter mély kútban a nyugalmi vízszint -4,2 m volt, hozama pedig közelítőleg 45 l/p.

Debrecen város rétegvíz termelése már az I. világháború idején elérte az évi 1 millió m³-t. 1950-ben kezdték kiépíteni a 2. vízmutelepet (II-es vízmu), ekkor a város már több mint évi 2 millió m³ vizet használt az 1. vízmutelepbol (I-es vízmu). A harmadik vízmutelep (IV-es vízmu) megnyitására már csak 15 évet kellett várni (8. ábra). A városi vízmuvek termelése 1976-ban meghaladta az évi 20 millió m³-t. Ezt követoen kismértékben csökkent a felszín alatti víz termelés a Keleti-focsatornából történó vízkivétel következtében.

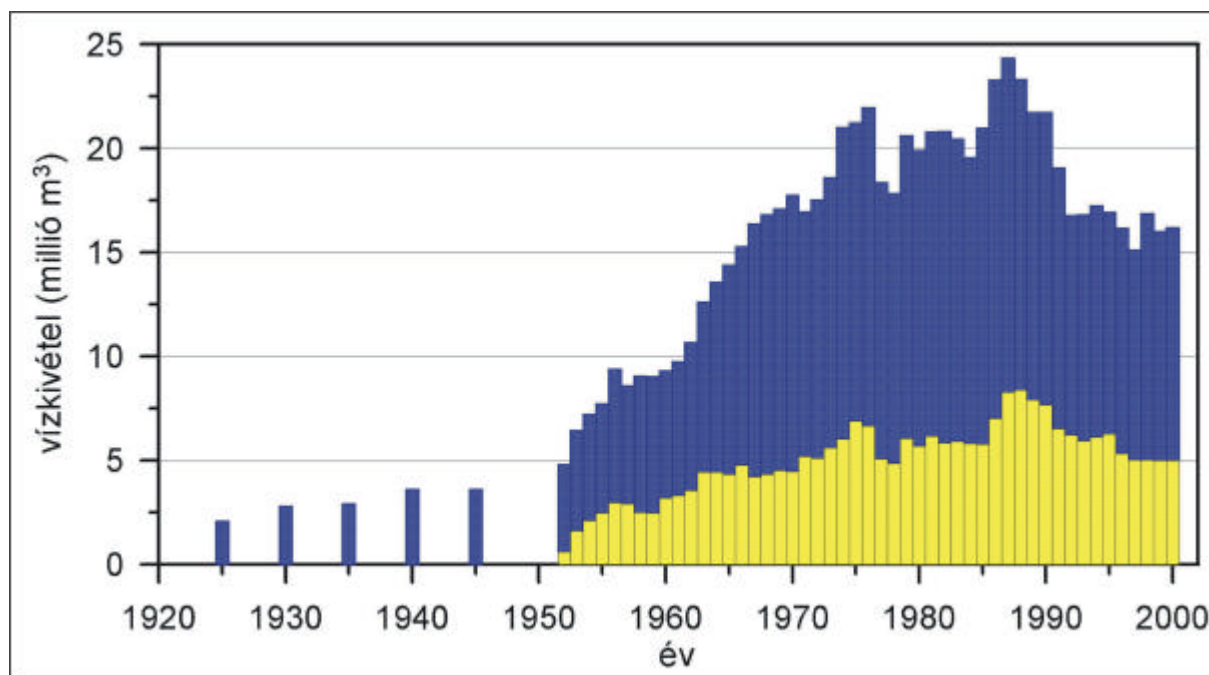


8. ábra. Az alsó-pleisztocén vízadóra telepített kutak (kék) és talajvíz figyelokutak (narancssárga) helyszínrajza a talajvízszint izohipszáinak feltüntetésével (zöld)

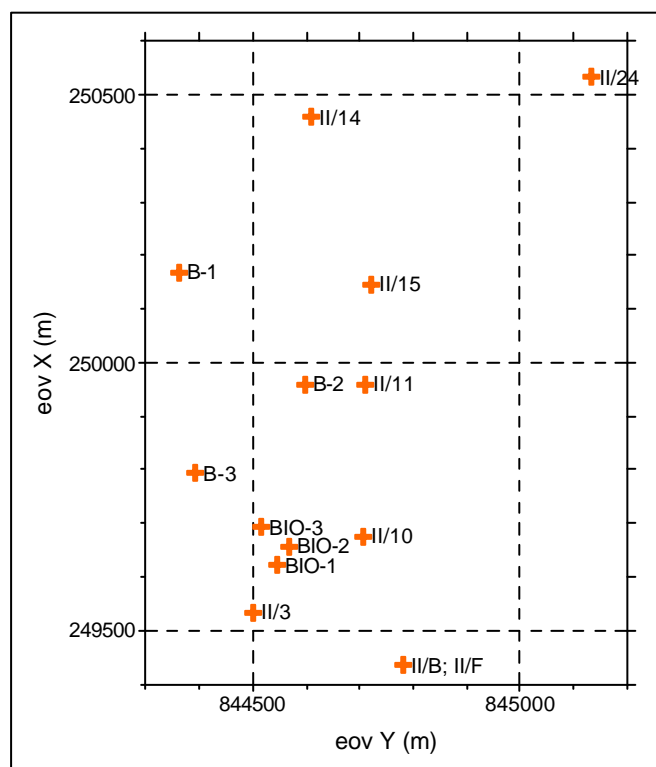
Az újabb termelési csúcs (24 millió m^3) eléréséhez 10 évre volt szükség. A termelés felfutását követően – a gazdasági recesszió következményeként – ismét csökkent a vízkivétel. Napjainkra a 3 vízmutelep együttes termelése évi 13-14 millió m^3 körül állandósult, ami az ipari létesítmények (Csapágygyár, Gyógyszergyár, Konzervgyár, stb.) víztermelésével együtt 16-17 millió m^3 vízkivételt jelent éves szinten (9. ábra).

3.2 Hidrosztratigráfia

A tanulmányozott terület hidrosztratigráfiai felosztását megelőzően tisztázni kell, milyen hidraulikai egységekre lehet osztani a kőzetvázat. A tagolást a II-es vízmu környezetében – különböző mélységben – szurozott kutak 2002. április-májusi nyugalmi vízszint idosorai alapján végeztem el (10. ábra)



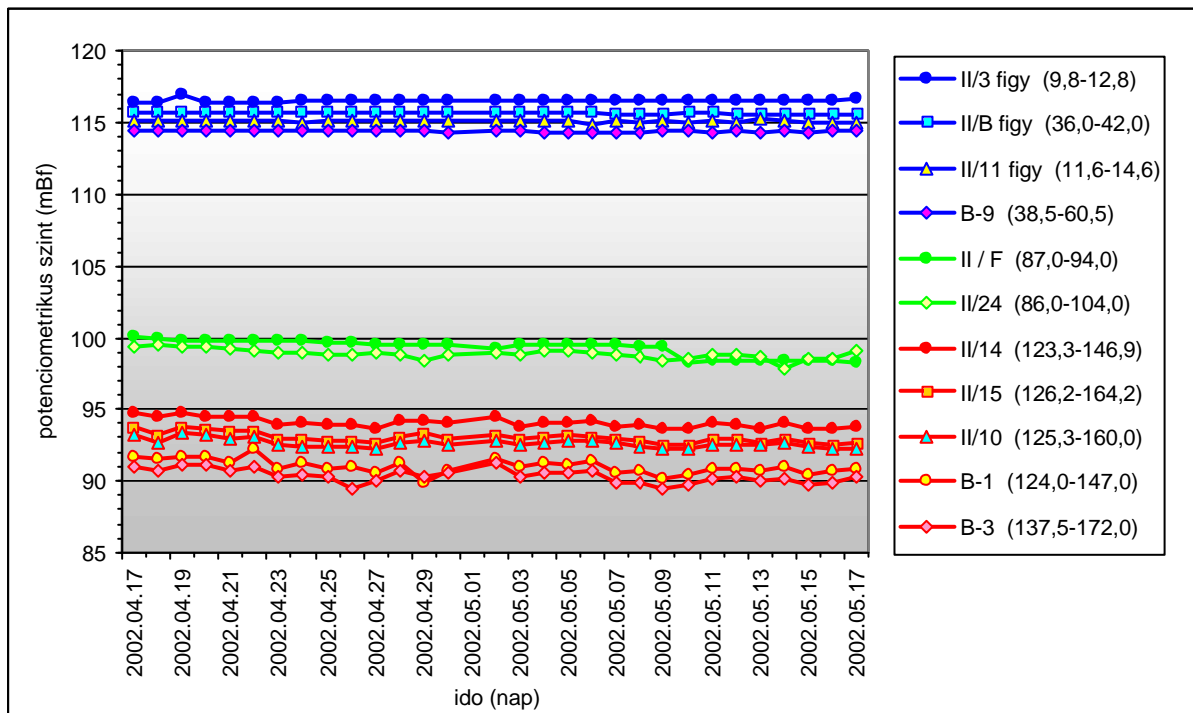
9. ábra. Debrecen város felszín alatti víztermelésének alakulása (kék oszlopok) a II-es vízmu termelési adatainak kiemelésével (sárga oszlopok). (Marton és Szanyi 2000 alapján)



10. ábra.
Kutak helyszínrajza. (Az ábrázolt területet a 8. áran szereplő fekete négyzet mutatja)

Megállapítható, hogy a potenciometrikus szint adatok 3 különböző mélység-intervallumban csoportosulnak, attól függően, hogy a kutak mely mélységközei vannak szurozve (11. ábra).

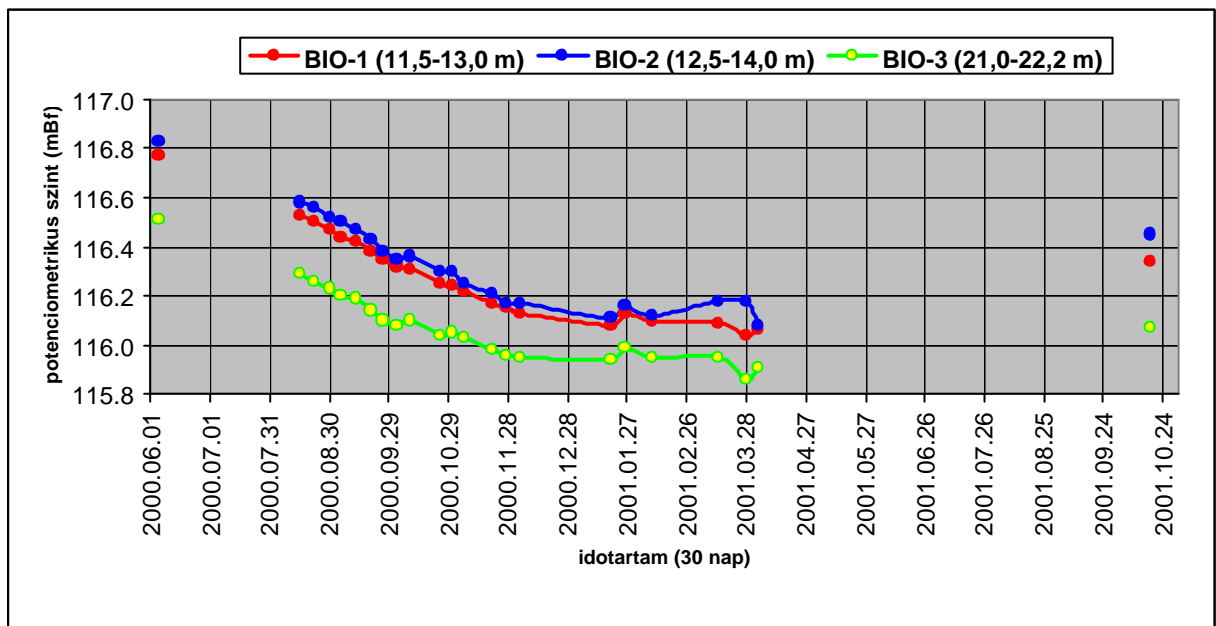
1. A 115 mBf magasságban csoportosuló hidraulikus emelkedési magasságú kutak a talajvíztartótól legalább a 60 m-es mélységig vannak szurozve (felső-pleisztocén vízadó).
2. A 100 mBf közelében lévő hidraulikus emelkedési magasságú két kút az alsó pleisztocén fölött, 86-104 m között vannak szurozve. (középső-pleisztocén vízadó).
3. A 90-95 mBf közötti hidraulikus emelkedési magasság a 120-170 m közötti mélységközt megcsapoló kutakra jellemző (alsó-pleisztocén vízadó).



11. ábra. A II-es vízmu térségében lévő kutak potenciometrikus szintjeinek idosora (zárójelben a kutak szurozott szakaszainak teto ill. talp értékei a terepszinttől számítva m-ben)

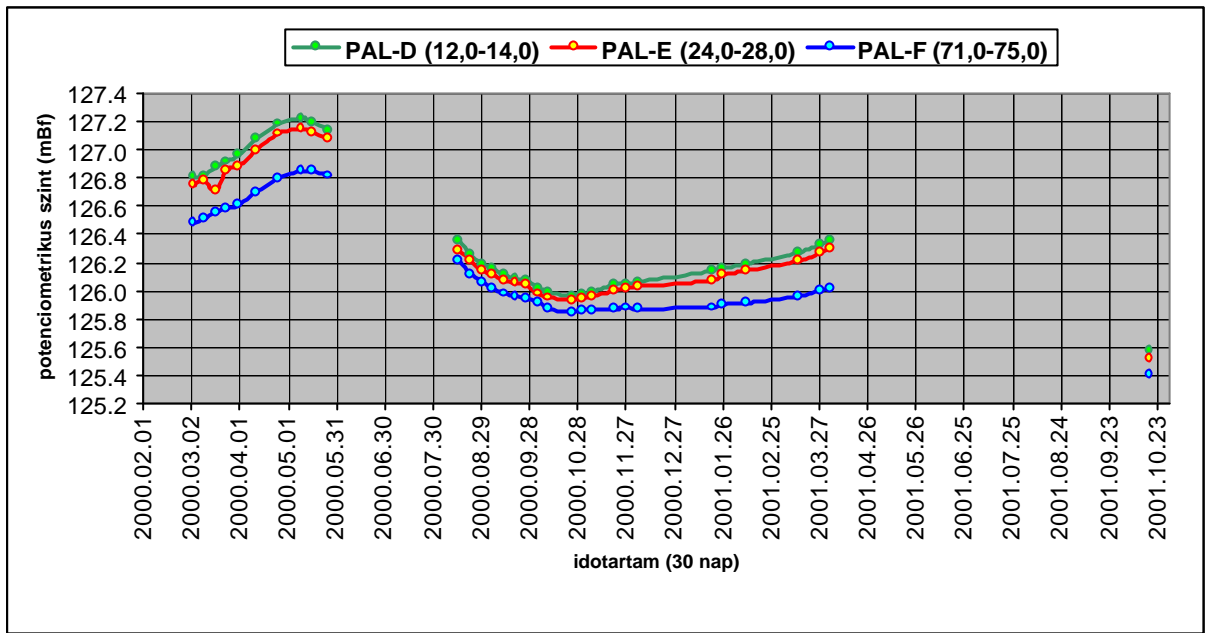
A figyelokutak feltárják a vízlassító rétegek potenciometrikus szint csökkento hatását is. A csökkenés jelentos részéért a 60-80 m közötti vízlassító réteg a felelos. Az alábbiakban a 80 m fölötti összlet potenciálját elemzem tovább.

A vízföldtani naplók alapján egyértelmuen kirajzolódik egy kb. 18-20 m, máshol 14-20 m közötti agyag, homokos-agyag réteg, amit a II-es vízmu környezetében mélyített fúrások talajmechanikai vizsgálata is alátámaszt. Ez az összlet azonban hidraulikailag nem jelent akadályt a vizek leszivárgásának, ami azt jelzi, hogy változékony kifejlodésu, és folytonossági hiányai vannak. Ennek igazolására bemutatom a Vízmu Rt. által a gyógyszergyár déli részén létesített BIO-1, BIO-2 és BIO-3 jelu kutak megszakitásokkal észlelt idosorát (12. ábra). A kutak mélysége sorrendben 13,5; 14,5 és 22,5 m. Látható, hogy a BIO-3 jelu kútban, amely az agyag réteg alatt van szurozve, csupán 15-20 cm-rel alacsonyabb a nyugalmi vízszint, tehát csak mérsékelten vízlassító a feltárt kötöttebb üledékcsoport.



12. ábra. A II-es vízmu Ny-i szélén létesített sekély kutak vízállás-idosora

Teljesen hasonló képet kapunk a II-es vízmutól É-ra fekvő pallagi vízbázis-védelmi figyelokutak idosorának összehasonlításából (13. ábra). Tavasszal 30 cm, nyáron kb. 10 cm szintkülönbség van a 12 m-tól 75 m-ig tartó felső pleisztocén összletben.



13. ábra. Pallagi figyelokutak vízállás-idosora

A fentiekben bemutatott idosorok egyértelműen bizonyítják, hogy a felső-pleisztocén összlet egységes, összefüggő víztestet tárol, elhanyagolhatóan kicsi a nyomáscsökkenés 75-80 m mélységig.

3.2.1 Nyomás-mélység profilok

A hidraulikai viszonyok pontos ismeretéhez meg kell határozni a vizsgált terület hidraulikai rezsim jellegét. Ennek módja a nyomás-mélység $[p(z)]$ profil szerkesztése. Ezzel a fluidum potenciál (force potential) adható meg szemléletes, grafikus módon (Tóth 1979, Tóth és Almási 2001, Busa Fekete et al. 2004). A hidraulikus emelkedési magasság (h) a kútban mért nyugalmi vízszintnek a viszonyítási síktól ($z=0$) való távolsága méterben kifejezve. Értéke megadható a nyomásemelkedés (j) és a mérési pont viszonyítási sík feletti magassága (z) összegeként:

$$h = j + z \quad (1)$$

Az így kiszámított hidraulikus emelkedési magasság szolgál alapul a fluidum potenciál eloszlásának és annak gradienseinek, a víz hajtóerejének kiértékeléséhez.

Az áramlás iránya mindig a csökkenő hidraulikus emelkedési magasság irányába mutat. A hidraulikus emelkedési magasság egyenesen arányos a fluidum potenciális energiájával (Φ):

$$h = \Phi / g \quad (2)$$

ahol g a nehézségi gyorsulás. Egységnyi tömegre eső energia tartalom (Hubbert-féle energiaegyenlet, vagy eropotenciál):

$$\Phi = gz + \frac{p}{\rho} \quad (3)$$

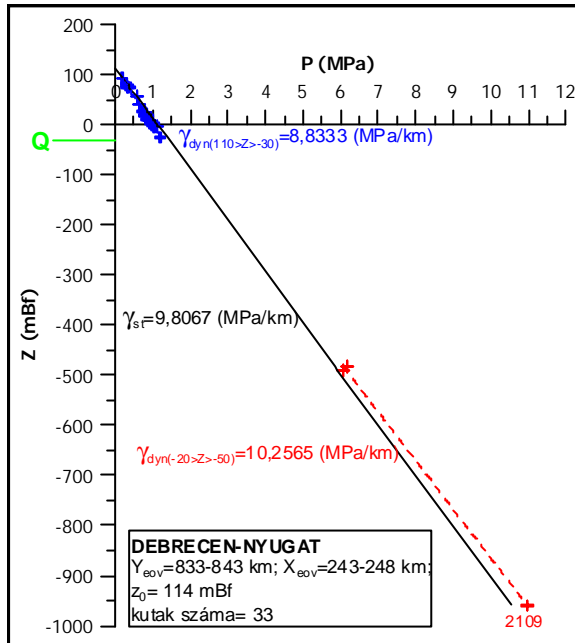
és

$$h = z + \frac{p}{\rho g} = z + \frac{p}{\gamma} \quad (4)$$

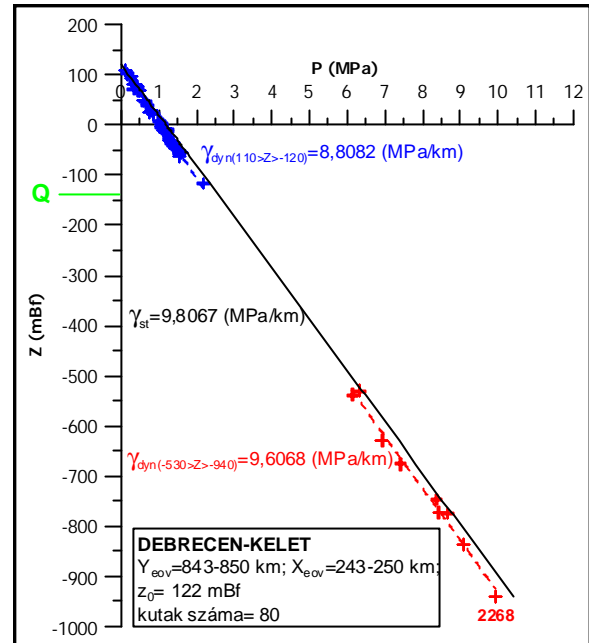
ahol p a pórnyomás, ρ pedig a víz sűrűsége; így módon a h minden összeadható mérhető. Ha az egyensúlyi (statikus) gradiensnél (9,8067 MPa/km) nagyobb a tényleges dinamikus gradiens, akkor a felszínalatti vízáramlás vertikális komponense felfelé, míg ellenkező esetben lefelé mutat.

A nyomás-mélység profilok elkészítésekor a közel azonos topográfiai helyzetben lévő kutak adatai vehetők össze. A Nyírség és Hajdúság érintkezési vonalának (Tócsó-völgy) két oldalán felvett területen található kutak ennek a kritériumnak megfelelnek (3., 4. táblázat). A negyedidőszak összesítő mindkét esetben, hidraulikai értelemben, hasonlóan viselkedik (14., 15. ábra). A nyomás értékek a hidrosztatikus értéknél kisebbek mint ahogy a gradiensek is megközelítőleg 1 MPa/km-rel. Az áramlás vertikális komponense lefelé mutat.

Más a helyzet az 500-1000 m között szurozott kutak esetében. A Tócsótól K-re eső területek nyomásértékei továbbra is a hidrosztatikus nyomás vonala alatt maradnak és a gradiens is kisebb 0,2 MPa/km-rel (15. ábra). Ellenben a Tócsó völgyétől Ny-ra eső területen a nyomásadatok a hidrosztatikus nyomásnál nagyobbak és a gradiens több mint 0,4 MPa/km-rel nagyobb a hidrosztatikusnál (14. ábra). A legszembetűnőbb különbség az egymástól 3,5 km-re lévő 2268 és 2109 kataszteri számú kutaknál, ahol mindkét kút szuroközepe megközelítőleg –950 mBf mélységben van, a köztük lévő vízszint különbség mégis 96 m!



14. ábra. Nyomás-mélység profil a Tóció-völgytol Ny-ra a negyedidoszak határának (Q) feltüntetésével



15. ábra. Nyomás-mélység profil a Tóció-völgytol K-re a negyedidoszak határának (Q) feltüntetésével

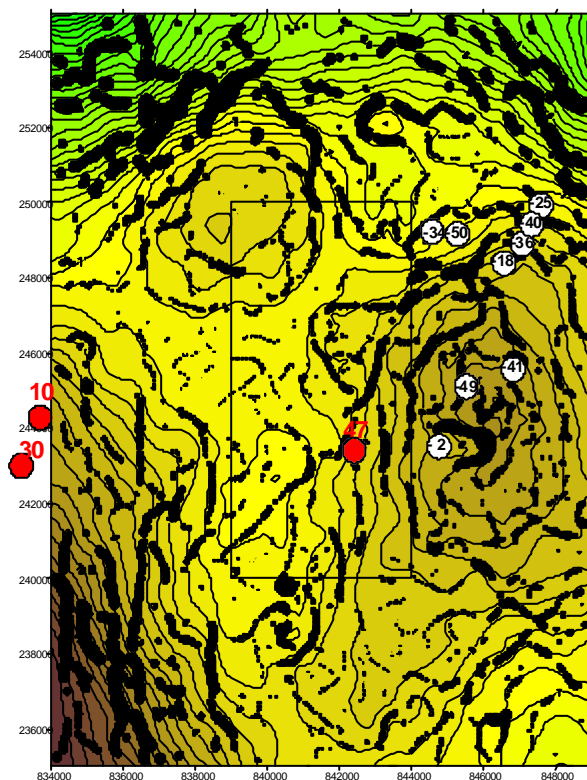
3.2.2 Geofizikai anomália mérések eredményei

Az értelmezéshez Kiss János (Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet munkatársa) kérésére elkészítette a tárgyi terület gravitációs és mágneses anomália térképét. A szerkesztés alapja a Blakely-Simpson féle eljárás (Blakely és Simpson 1986), amely a horizontális gradiensképzésből kapott maximum pontok kijelölésére szolgál térképi adatrendszerek esetén. Az így kapott maximumok közel függőleges képződményhatárok esetén a hatók peremét határozzák meg.

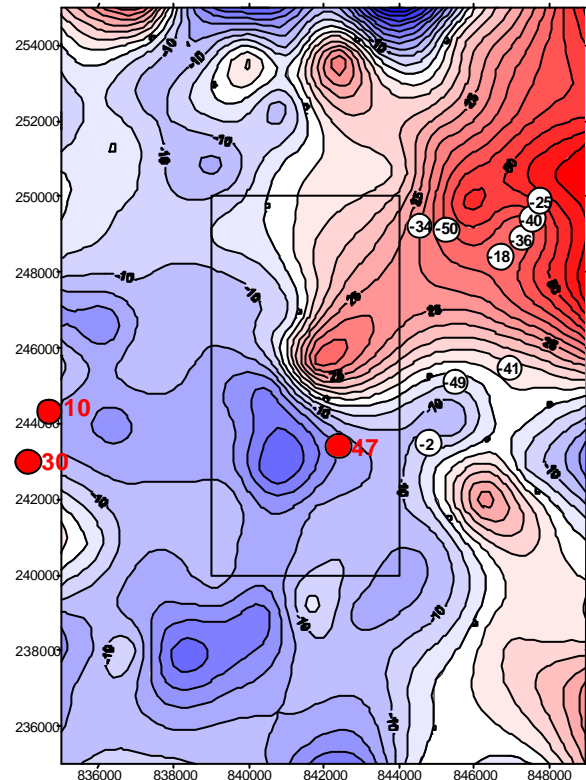
A gravitációs adatok feldolgozása alapján (16. ábra) nem látszik egyértelmű bizonyítéka annak, hogy a kutak vízszintje között mi okozhatja az eltérést. A -49 m-es vízszint sötétbarna színnel jelölt maximumra esik, a -34 m-es és a +47 m-es pedig a sárga színű átmeneti zónába. A körülöttük pontokból összeálló vonalak (gravitációs lineamentek), ebben a léptékben, nem írnak le olyan blokkokat, amivel magyarázni lehetne a jelenséget. A nagy vastagságú üledékes összlet miatt ez nem is meglepo.

A mágneses anomália térképen (17. ábra) eltéő blokkokon jelentkeznek a pozitív és negatív vízszintu kutak. Legvalószínűbb magyarázat, hogy a pozitív anomáliát mutató területen a vulkáni üledékek (tufa, agglomerátum stb.) magasabb helyzetben vannak, mint a negatív anomáliájú területeken. Ennek bizonyításához a ható mélységének ismeret szükséges, de ezzel az adattal nem rendelkezem. Nincsenek nagy eltérések, de van egy egyértelmu váltás, aminek egyik oldalán a pozitív a másik oldalán a negatív vízszintu kutak vannak. Ezek alapján feltételezhető egy szerkezeti vonal, ami mentén elmozdulás történt. Ez alátámasztja a II. fejezetben leírtakat. Miszerint a negyedidoszaki képződményekben is kimutatható volt vertikális elmozdulás ugyanebben a csapásban.

Ez a szerkezeti vonal két eltéő hidraulikai adottságú térrészt választ el az -500 mBf-nél mélyebb mélységköztől kezdődően. A -500 mBf-nél sekélyebb régióban egy darabig nincs adat, majd hasonló – a hidrosztatikusnál kisebb – hidraulikus gradiens értékeket kapunk a törésvonal mindkét oldalán.



16. ábra. Gravitációs anomália térkép a hatóperemek feltüntetésével és a kutak nyugalmi vízszint adataival (zöld: grav. minimum, barna: grav. maximum; piros: pozitív kút)



17. ábra. Mágneses anomália térkép a kutak nyugalmi vízszint adataival (kék: negatív-, piros: pozitív anomáliát jelöl)

IV. HIDROLÓGIAI ELEMOK

A talajvíz térszínhez viszonyított relatív szintjének ismerete építési, geotechnikai, mezogazdasági és több más szakterület számára elengedhetetlenül szükséges. Hidrogeológiai vizsgálatoknál a talajvíz abszolút helyzetének meghatározása legalább ennyire fontos, különösen átszivárgó vízáadó rendszerek esetében. A mélyebb rétegekben történő vízmozgások számításánál és modellezésénél ez a felület az áramlási rendszer meghatározó, induló értéke (Freeze és Witherspoon 1966, 1967).

A nagy kiterjedésű üledékes medencék hidraulikus folytonossága következtében a pórusokban tárolt víz nyomásának tetszőleges pontban történő változása a medence egészén nyomás változást indukál, melynek mértéke számítható (Tóth 1995).

A kontinuitás folytán a talajvízszint relatív magassága befolyásolja a mélyebb rétegekben végbemeno szivárgási folyamatokat és fordítva, a mélyebb rétegekben történő áramlási változások maguk is hatással vannak a talajvíz szintjére.

Az Alföldön 1950-55-ben a MÁFI által folytatott síkvidéki térképező munka a talajvíz helyzetének és minőségi változásának megfigyelésére is kiterjedt. Legfeltűnőbb eredmény a Hajdúság déli és középso részein a rendkívűl mély talajvízfoltok kimutatása volt (Rónai és Moldvay 1966). Az elkészűlt térkép alapján a talajvíztűkűr átlagos mélysége a Nyírség nagy részén 1-2 m, míg a dombok alatt mélyebben, 4-8 m-en áll (3. melléklet). Ezek a talajvízmélységek azóta lényegében nem változtak (lásd pl. Debrecen I-es vízmunél a Tóóc-völgyben, ahol ugyan sűllyedt, de még ma is viszonylag magas a talajvíz szintje). Jelentosen csökkentek viszont a vízszintek Debrecen északi részén (Marton és Szanyi 2000).

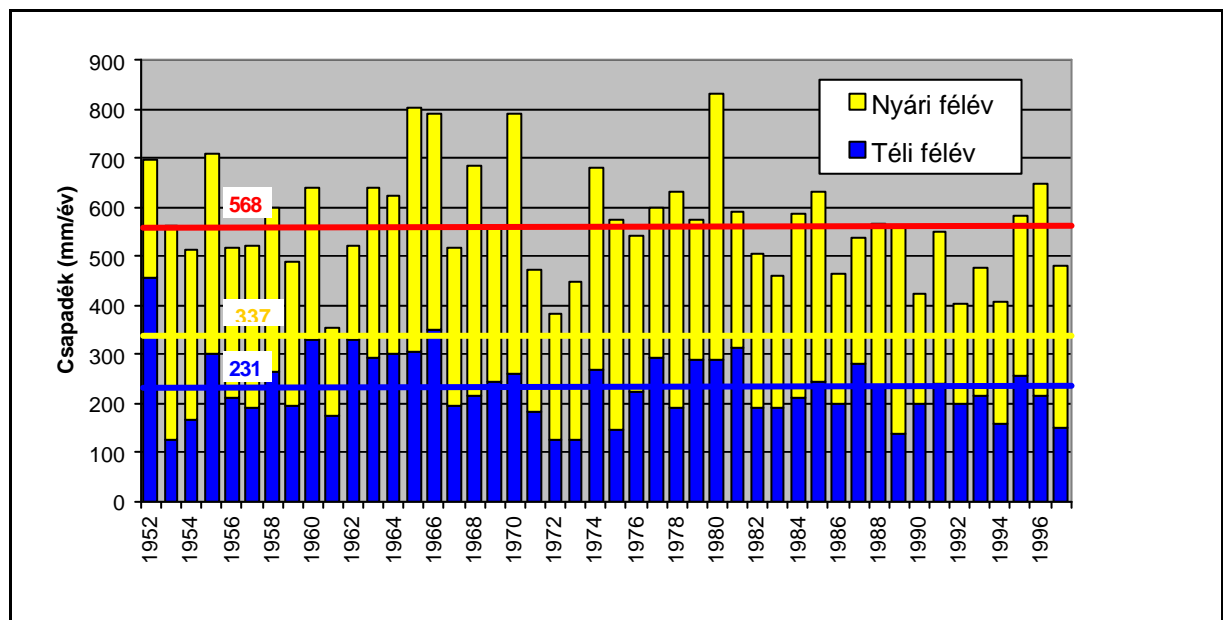
A talajvíz szintjét általános esetben a hidrológiai elemek, ezen belül a csapadék mennyisége (ennek éves és sokéves eloszlása), a beszivárgás és párolgás (evaporáció, transpiráció) mértéke, továbbá a talaj- és a topográfiai viszonyok határozzák meg. A hidrológia egyik alaptétele, hogy a talajvíz szintje a sokévi átlagot tekintve nem változik, ha nem befolyásolják hidrológiai elemeken kívűli hatások. Rövid távon belül azonban jelentos ingadozások vannak a hidrológiai paraméterek idobeli mértékének különbözóségei miatt (Juhász 2002).

4.1 Csapadékadatok

A csapadék mennyisége adott földrajzi helyen az idő függvényében változik. A csapadék időbeli változását három összetevő határozza meg:

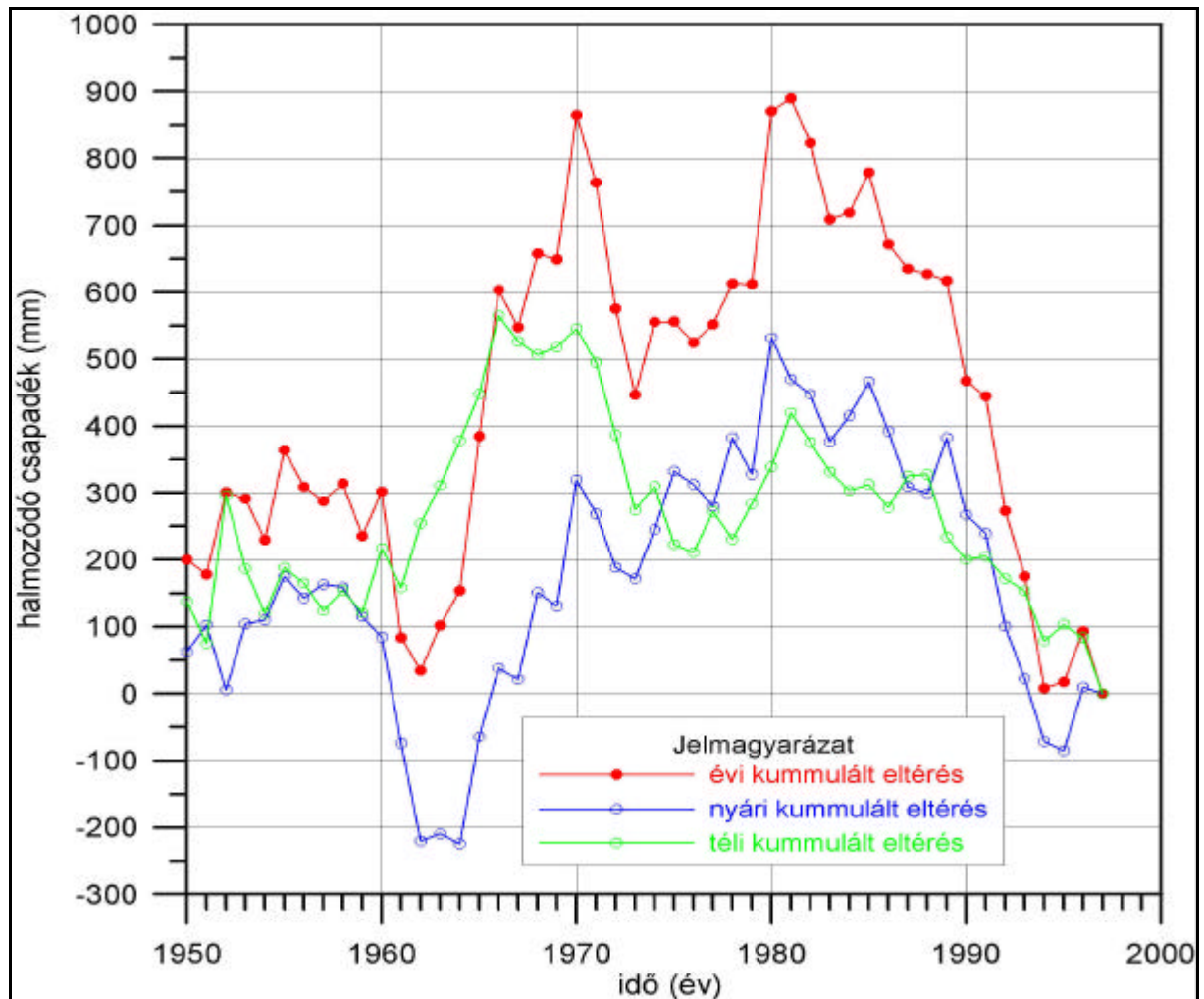
- a) szekuláris vagy hosszú távú változások, amelyeket gyakran "klimatikus változásoknak" neveznek, és ciklikus vagy trend jellegűek lehetnek,
- b) periodikus, azaz egy éven belüli ingadozások (évszaki, havi, napi, stb),
- c) sztochasztikus változások, azaz olyan folyamatok, melyek nem determinisztikusak. Ebben a komponensben összegződik a bizonytalanság is. Mértékük akár elfedheti a szekuláris vagy periodikus folyamatok hatást is.

Az éves csapadékösszeg idosorának 1952-1997 közötti szakaszát Debrecen (Tudományegyetem) állomáson mutatja az 18. ábra, ahol a téli és nyári félév csapadéka külön jelölve, de összegezve jelenik meg. Az itt bemutatott 46 éves idosorból számított csapadékátlag 568,0 mm. A téli félév átlaga 231,5 mm, a nyári félév átlaga 336,5 mm.



18. ábra. Az éves csapadékösszeg idosora 1952-1997 között Debrecen (Tudományegyetem állomáson), a téli (október-március) és nyári (április-szeptember) félév bontásban, az átlagok feltüntetésével

Mivel az aszályos illetve csapadékos időszakok hatása szuperponálódik, célszerű képezni a téli és nyári félévi csapadék átlagtól való éves eltéréseinek kumulatív görbéit (19. ábra). Feltűnik az ábrában, hogy a téli és nyári eltérések összegeződése ellenkező irányú 1961-64, valamint 1951-54 között (Maton és Szanyi 2000).

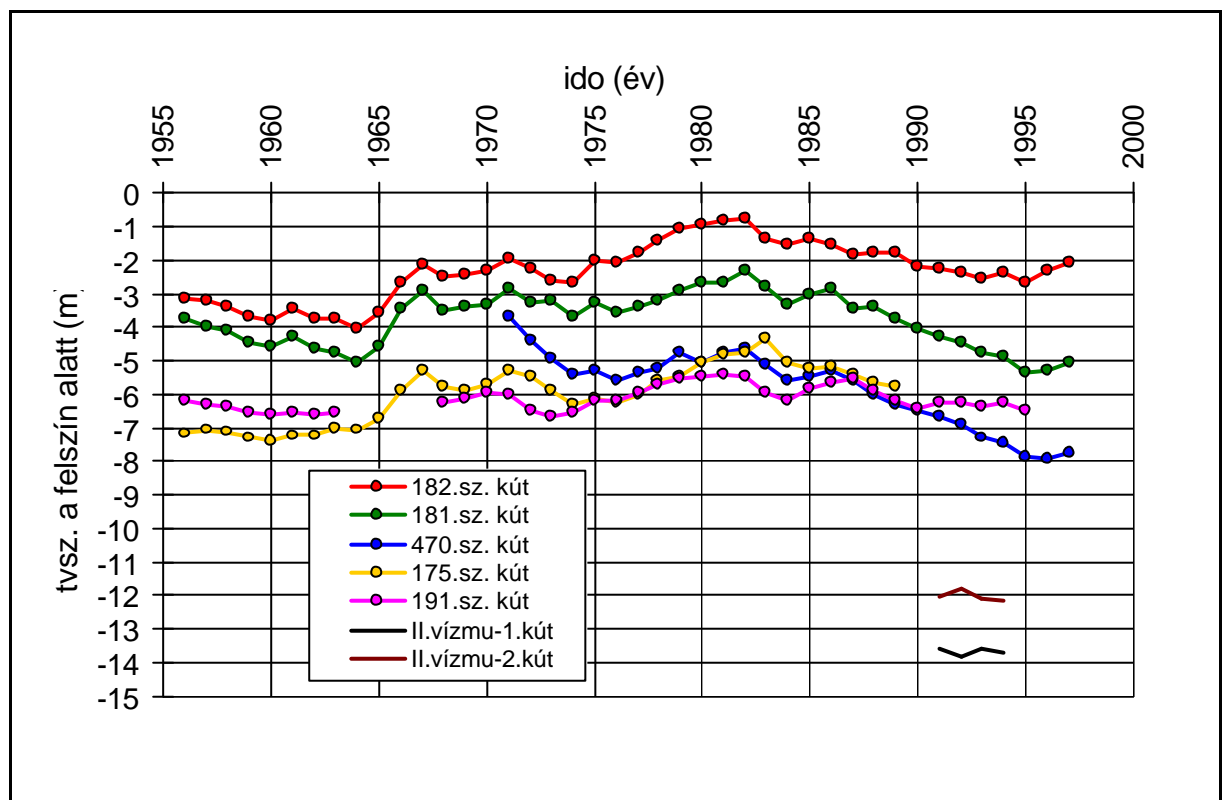


19. ábra. Téli és nyári félévi csapadék átlagtól való eltéréseinek kumulált összege (Marton és Szanyi 2000 alapján)

A téli félévben lehullott csapadéknak meghatározó szerepe van a talajvízkészlet növekedésében (Szász 1970). Az Alföldön kedvező beszivárgási viszonyok és közel sík felszín esetén az évente tározódó csapadékmennyiség átlaga 140-180 mm, ha a talajvízszint 1-4 m mélységben helyezkedik el, és 100-120 mm, ha ennél mélyebben mozog (Rétháti 1974). Major Pál a Nyírségben 190 mm, míg a Hajdúságban 90 mm-es tényleges beszivárgással számol. Véleménye szerint ebből az előbbi helyen 90 mm, az utóbbin 10 mm szivárog le a rétegvizekbe (Major 1981).

4.2 Talajvíz

A talajvíz idosorok vizsgálatához a területen található rendszeresen észlelt törzshálózati figyelokutak közül a legalább 40 éves idosorral rendelkezők lettek kiválasztva (8. ábra). A 20. ábrán öt hosszú ideje regisztrált kút, valamint két rövidebb megfigyelésű vízmu vállalati figyelokút vízszint idosora látható. A legfelső görbe Hajdúhadház-182, a második Bocskai kert-181, a továbbiak Pallag-470, Vámspércs-191 és Látókép-175 jelű kutak idosora. Az utóbbi már a Hajdúhát tájegységre esik.

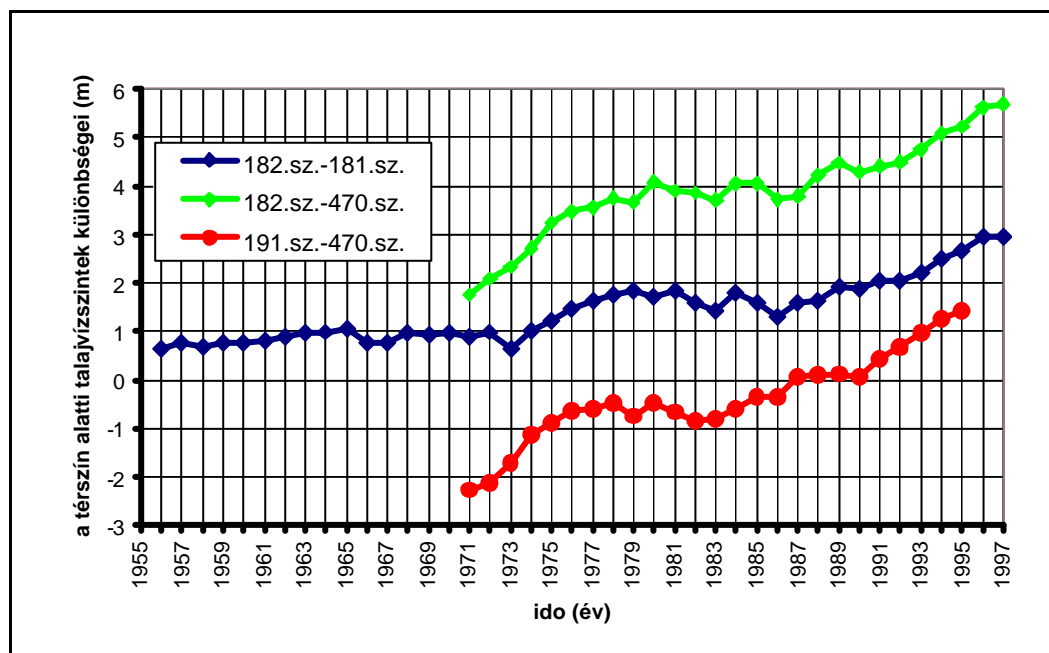


20. ábra. Talajvíz kutak vízszint idosora (Marton és Szanyi 2000, alapján)

A talajvízállások menetgörbéi hasonlóak, tendenciájuk azonos, csak mértékben térnek el egymástól. Mindegyiknél megfigyelhető egy 1964-től 1982-ig tartó emelkedési tendencia, amely eléri a 2,7-3,2 m mértéket, 1973-74. év körüli relatív minimummal. 1982-83-tól kezdődően a vízszintek minden kútban süllyednek. Ezeket a tendenciákat a bemutatott csapadék-idosorok alátámasztják. Figyelemre méltó azonban a Pallag-470 kút menetgörbéje, amely keresztezi a hasonló mélységű Látókép-175 és Vámspércs-191 kutak görbéit. Ez arra utal, hogy itt nem csak a csapadék hiánya, hanem más, nem hidrológiai zavaróhatás is érvényesül. Ezt támasztja alá a két

legalsó rövid görbe, amelyek a II. vízmu közepén fúrt vállalati figyelokutak egészen alacsony vízszintjeit mutatják (Marton és Szanyi 2000). A talajvízállás menetgörbéjének devianciája azokon a helyeken tapasztalható, amelyek felol a vízmuvek a rétegrányú táplálást kapják. A pallagi kútban a 20. ábra tanúsága szerint pl. 1971-ben -3,7 m-en állt a talajvízszint, 1995-ben pedig már -8 m-en. A II-es vízmu közvetlen környezetében, ahol az eredeti talajvízszintek nem ismertek, közel egy évtizede abnormálisan mély, -12; -14 m-en álló vízszinteket jeleznek a figyelokutak, sot 1998-ban -15; -16 m mélyen álló vízszinteket is találtak a talajmechanikai fúrásokban (Marton és Szanyi 2000).

A figyelokutak talajvízállásai különbségének változását szemlélteti a 21. ábra. A relatív különbségeket úgy képeztem, hogy a II-es vízmutól távolabbi kút vízszintjének térszín alatti magasságából vontam ki a vízmuhoz közelebbi kút vízszintjének magasságát. Az ábra középso görbéje 40 éves idosort mutat, Hajdúhadház-182 és Bocskaikert-181 kutak vízszintkülönbségeit. A különbség az ido teltével no. A felsó és alsó görbe Hajdúhadház-182 és Pallag-470, ill. Vámospércs-191 és Pallag-470 kútjai vízállásának különbségeit mutatja. Mindegyik görbénél látható, hogy a figyelokutak vízálláskülönbségei tendenciájukban az ido haladtával nonek, a kutak vízállásai közötti "olló" folyamatosan nyílik. Ez egyértelmuen a hidrológiai elemeken kívüli hatást, a rétegvíz termelés hatását bizonyítja (Marton és Szanyi 2000).



21. ábra. Talajvízállások különbségeinek változása a figyelokutakban (Marton és Szanyi 2000 alapján)

4.3 Hidrológiai elemek kapcsolata

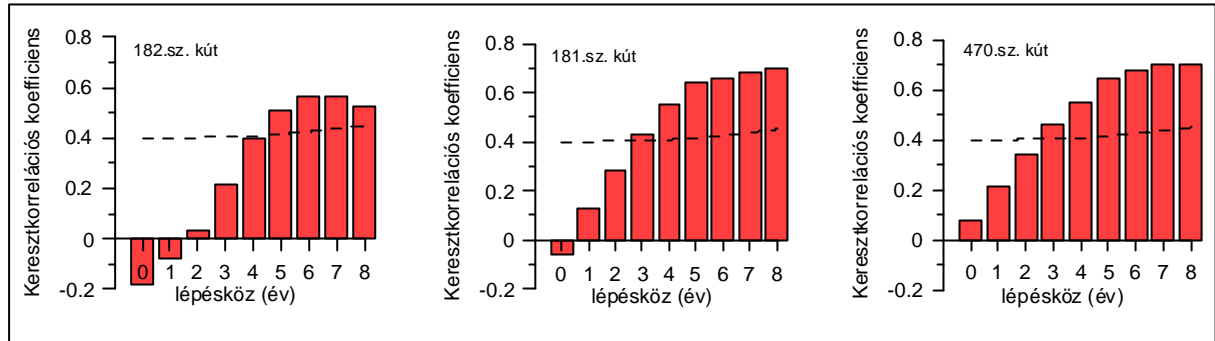
A talajvízállás menetgörbéinek a csapadékkal való kapcsolatát statisztikai eszközökkel vizsgáltam. Eredményeim alapján az adott év téli csapadékösszege és az éves középvízállás (KÖV) között nem lehetett korrelációs kapcsolatot kimutatni, mivel a vízállásokban az egymást követő évek csapadékosága vagy annak hiánya szuperponálódott. De ha a vízállás téli növekményeit, a november-április hó közötti emelkedés mértékét (NÖV) kapcsoltam össze a téli csapadékösszeggel, akkor szignifikáns korrelációs együtthatókat kaptam (5. táblázat), (Marton és Szanyi 2000). Eredményem egybeesik Rétháti László következtetésével (Rétháti 1968), aki megoldásként a téli csapadék mennyiségének súlyozott figyelembevételét ajánlotta.

A mélységi víztermelés talajvízszintre gyakorolt hatásának kimutatására vessük össze a talajvízállás-idosorokat a rétegvíz termelési adatokkal. Feltételezhető, hogy a víztermelés hatása késleltetéssel jelentkezik a talajvízszint alakulásában (Szanyi és Kozák 1994). Azt keressük, hogy a talajvíz szintjének és a vízmuvek termelésének évenkénti növelt késleltetéssel történő kapcsolatba hozása milyen korrelációt mutat.

A 22. ábrán a függőleges tengely a korrelációs koefficiens, míg a vízszintes tengely a késleltetés mértékét mutatja években. E szerint az x tengely 0 értékénél az azonos évi közepes vízállás és a kitermelt vízmennyiség közötti közvetlen korrelációs együtthatót olvashatjuk le. Az 1 érték oszlopa a figyelőkutak idosora és a vízmu egy évvel korábbi idosora közötti korrelációs koefficiens szemlélteti, és így tovább egészen a 8 éves késleltetés alapján számított korrelációs együtthatóig. A szaggatott vonallal jelölt görbe azt a konfidencia tartományt mutatja, amelyen kívül a két változó közötti korrelációs kapcsolat már szignifikáns $p=95$ %-os szignifikancia szinten (Marton és Szanyi 2000).

Az idosorokat két részre osztottam, 1971 előtti (1955-1970) és utáni (1971-1997) periódusra. A keresztkorreláció analízis a két időszakra lényeges különbséget mutatott. Az első szakaszba tartozó adatok esetén 8-10 éves késleltetéssel sem kaptam szignifikáns korrelációt a víztermelés és az évi közepes talajvízszint között. A második szakasz esetében a 11-es vízmuhez közeledve egyre hamarabb és egyre nagyobb korrelációt kaptam: Pallag-470 és Bocskai kert-181 kutaknál 3 év, míg Hajdúhadház-182 kútnál 5 év késleltetéssel szignifikánssá vált a kapcsolat.

Megjegyzendo, hogy a fenti korrelációs vizsgálatok csak a lineáris kapcsolat szorosságának mérésére alkalmasak (Reimann 1983).

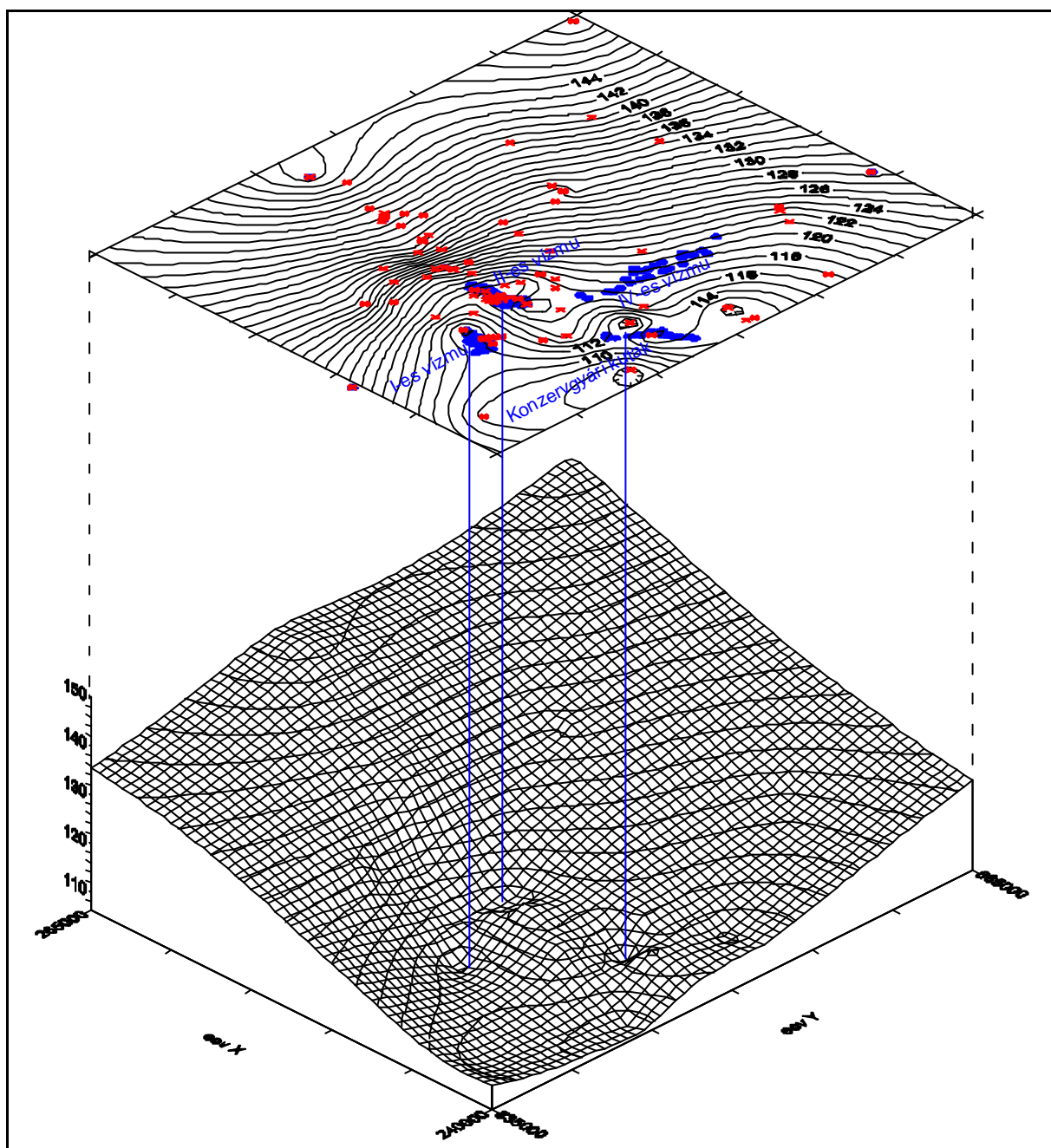


22. ábra. II-es vízmu termelése és 3 figyelokút vízszintje közötti keresztkorrelációs kapcsolat (Marton és Szanyi 2000 alapján)

Az I. és IV. vízmu termelése nem mutat értékelhető kapcsolatot a talajvíz-szintekkel. Ez arra utal, hogy a II. vízműnek mind elhelyezkedése, mind pedig domináns termelési részesedése miatt meghatározó szerepe van a talajvízhelyzet alakításában. A felhasznált adatok köre, valamint az alkalmazott matematikai statisztikai eljárások nem teszik lehetővé, hogy az aszályos időjárás és a víztermelés hatását a talajvíz helyzetére mennyiségileg meghatározzam, de a változás trendjének megállapítására és a kapcsolat létezésének kimutatására alkalmasak.

4.4 A terület talajvíz-térképe

A talajvízszint abszolút értékeivel szerkesztett térkép a térbe helyezi a talajvíztükröt és megmutatja annak alakját. A Dél-Nyírség térségének krigeléssel elkészített talajvíz térképét mutatja a 23. ábra. A szerkesztés során gondot jelentett az egyidejűség igényének teljesítése. Az esetek kb. 10 %-ában eltérő időpontú leolvasások álltak rendelkezésre, az 1998. év helyett 1996-97. évi adatok. Az ilyen értékek a peremi területeken lettek felhasználva. A vízművek környezetében a kutak vízállásainak egyidejűsége biztosított volt. További nehézséget jelentett, hogy az adathiányos területeken (pl. a IV. vízmű környéke) a térkép nem tudta ábrázolni a valós viszonyokat (Marton és Szanyi 2000).

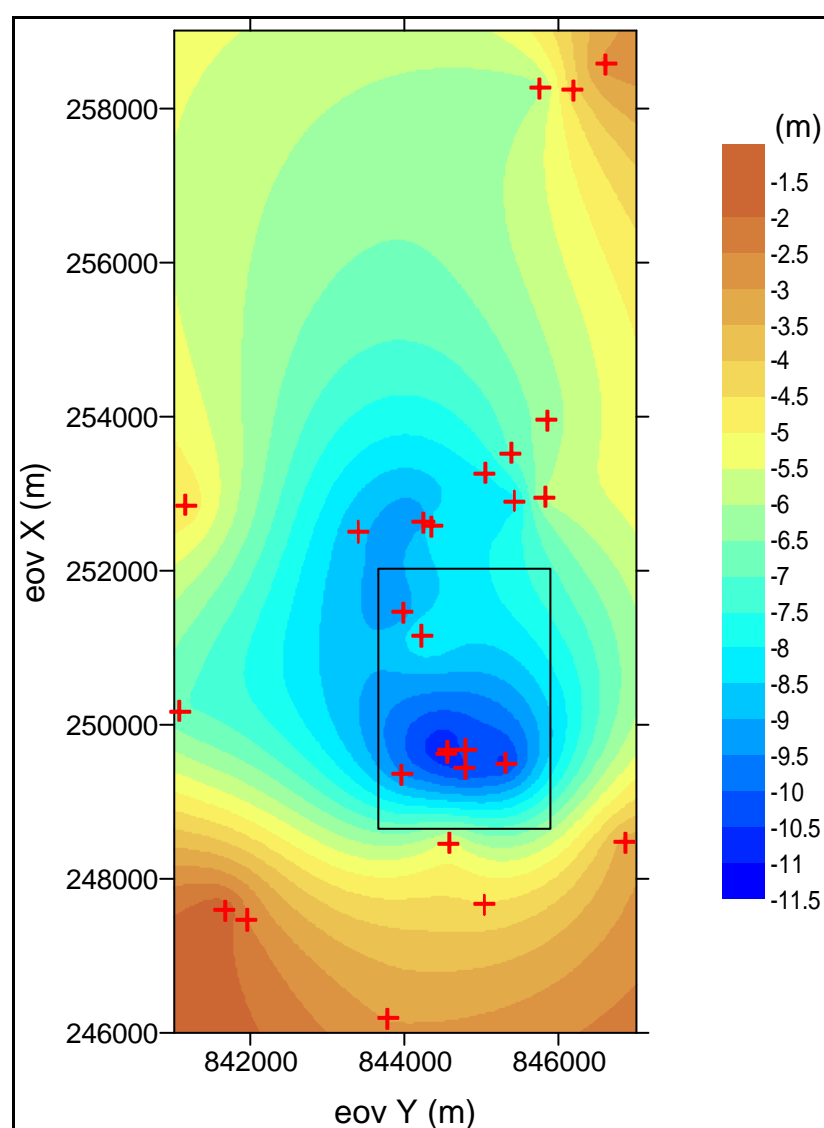


23. ábra. A talajvíztükör abszolút magassága síkban és térben 1998-ban (mBf), az észleloktak (piros kereszt) és vízmukutak (kék pont) feltüntetésével (Marton és Szanyi 2000)

A megszerkesztett talajvíztérkép a II-es víztermelő üzem környezetében mély talajvízteknot mutat. A talajvíztükör abszolút helyzetét bemutató háromdimenziós ábrázolás (23. ábra alsó fele) pedig a másik két víztermelő üzem (I-es vízmu és Konzervgyár) területén is talajvíztekno kialakulását jelzi. A II-es vízmu területén záródó ekvipotenciális vonalak azt jelentik, hogy a talajvíz körkörösén, a leszívás

középpontja felé áramlik, mintha egy „fekete lyuk” vonzaná. Ennek nemcsak a terület sérülékenysége szempontjából, hanem a szomszédos területek vízmérleg számításakor is fontos szerepe van. A talajvíztekno méretét jól szemlélteti a II-es vízmu környezetének relatív talajvíztérképe (23. ábra). A szerkesztéshez felhasználtam a rendszeresen mért figyelokutakban, a szakaszosan vagy esetenként mért vállalati talajvízkutakban, valamint a debreceni vízbázisvédelmi program keretében végzett 2001. évi talajmechanikai fúrásokban észlelt vízszint adatokat (6. táblázat).

A tapasztalt talajvíztekno perdöntő az alsó-pleisztocén összlet termelése által generált átszivárgás bizonyításában.



24. ábra. A talajvíz relatív szintje (m) a II-es vízmu környezetében 2001. évi adatok alapján (piros kereszt a figyelembe vett kutak helyét, a fekete négyzet a II-es vízmu kontúrját jelöli)

V. VERTIKÁLIS ELMOZDULÁS VÍZKIVÉTEL HATÁSÁRA

Az üledékes medencék vízkivétel következtében előálló térszínsüllyedése általánosan ismert jelenség. Regisztrálásához pontos, rendszeres alappont megfigyelésre van szükség. Ezért előfordulásának gyakoriságához képest kevésbé dokumentált. A nemzetközi megfigyelési adatok feldolgozása azt mutatja, hogy a vízszint csökkenéssel megközelítőleg egyenesen arányos a terület süllyedése. Erre a következtetésre jutott Carillo (1948) Mexico City és a Tokiói Mérnöki Intézet (Tokyo Institute of Civil Engineering 1975) Tokió, valamint Gambolati és Freeze (1974) Velence esetében. Fontos eredményt közöltek Poland és munkatársai (1975) a San Joaquin völgyben 1930-1972 között történt megfigyelései alapján. Mérései szerint a térszín süllyedése a vízszint süllyedésével arányos volt, amikor azonban a vízszint emelkedni kezdett a felszín süllyedése megállt. Ha a vízáadó rugalmas, akkor a pórusnyomás emelkedésével a térszínsüllyedés lassul, majd kismértékű térszín-emelkedés következhet be.

5.1 A térszínsüllyedés számítása

Az üledékes medencék tömörödése 3 dimenziós feszültségtérben értelmezhető. Azonban a vertikális feszültségekhez képest a horizontális feszültségek elhanyagolhatók (Terzaghi és Peck 1948). Az alábbiakban csak a vertikális komponenst vizsgálom.

A teljes vertikális nyomás mértéke egy tetszőleges mélységű horizontális sík mentén:

$$s = \bar{s} + P \quad (5)$$

ahol s : teljes feszültség (nyomás);

\bar{s} : hatékony feszültség (nyomás);

P : semleges feszültség (pórusnyomás)

Nyomás alatti vízadóban, ha szivattyúzunk egy kutat, a teljes nyomás nem változik, mert a pórus nyomás csökkenésének mértékével a hatékony feszültség no (feltéve, hogy az egyedi szemcsék önmagukban összenyomhatatlanok):

$$\Delta \bar{S} = -\Delta P \quad (6)$$

A térszín süllyedése pontról pontra változik a vízszint csökkenés függvényében aszerint, hogy milyen vastag és mennyire összenyomható az összlet. Ahhoz, hogy meghatározzuk az összefüggést a vízkivétel és a térszínsüllyedés között, vizsgáljuk meg honnan táplálkozik a kitermelt víz. Ennek 3 forrása lehetséges (Jacob 1940):

1. a nyomás alatt lévo víz kiterjedése;
2. a vízadó tömörödése;
3. a vízadót közrefogó agyagos rétegek tömörödése

Képlettel kifejezve:

$$S_T = r_w g b (\mathbf{b}_p + n \mathbf{b}_w + c \mathbf{b}'_p) \quad (7)$$

ahol, S_T : „totális” tározási tényező (a vízadó és az ot közrefogó vízlassító uniójáé) [1/m]

r_w : víz surusége [kg/m³]

g : nehézségi gyorsulás [m/s²]

b : vízadó vastagsága [m]

\mathbf{b}_p : vízadó pórusterének összenyomhatósága [ms²/kg]

n : hézagterfogat []

\mathbf{b}_w : víz összenyomhatósága [ms²/kg]

c : vízlassító vastagsága/vízadó vastagsága (B/b) []

\mathbf{b}'_p : vízlassító pórusterének összenyomhatósága [ms²/kg]

Jacob (1940) szerint a 3. eset a legszámottevőbb. A továbbiakban – e szerint – válasszuk le a 3. komponenst az elso kettorol és vizsgáljuk oket külön-külön. A vízadó összenyomhatóságát Lohman (1961) számszerűsítette, ha b a vízadó vastagsága, Δb a vastagság változása, akkor (6) összefüggést alkalmazva:

$$\frac{\Delta b}{b} = \mathbf{b}_p \Delta \bar{S} = -\mathbf{b}_p \Delta P \quad (8)$$

(7)-t az elso két tagra felírva, átrendezve:

$$\frac{S}{r_w g} = \mathbf{b}_p b + n \mathbf{b}_w b \quad (9)$$

(9)-bol $\mathbf{b}_p b$ - t kifejezve, majd (8)-ba behelyettesítve (Domenico és Schwartz 1998):

$$\Delta b = \Delta P \left(\frac{S}{r_w g} - \mathbf{b}_w n b \right) \quad (10)$$

A (10) egyenlet, mely lényegében azonos a (8) egyenlettel, fejezi ki b vastagságú vízáadó semleges feszültségének csökkenésére bekövetkező térrövidülését.

Most vizsgáljuk meg, hogy a vízszint csökkenés milyen hatással van a (7) egyenlet harmadik tagjára, a vízáadót közrefogó agyagos vízlassító összletre. A vízáadó potenciometrikus szintjének hirtelen csökkenését a vízlassító réteg nem tudja azonnal követni a kisebb hidraulikus diffúziója miatt. Ezért a vízlassító fedője és fekéje között potenciál különbség mutatkozik, ami a vízlassítón keresztüli gyorsabb átszivárgást generál. Ennek eredményeként létrejövő egyensúlyi helyzetben a vízlassító két határfelületén a vele érintkező vízáadó nyugalmi szintjeinek megfelelő potenciometrikus szintek alakulnak ki.

A továbbiakban – az egyszerűség kedvéért feltételezzük, hogy a víz összenyomhatatlan. Ha a vízlassító kezdeti hidraulikus emelkedési magassága h maximális változása z pontban Dh , akkor a belőle eltávozott vízmennyiség térfogategységenként (Domenico és Schwartz 1998):

$$dq = S'_s h(z) dz \quad (11a)$$

ahol, S'_s : a vízlassító tározási tényezője $[S'_s = r_w g \mathbf{b}'_p]$. (11b)

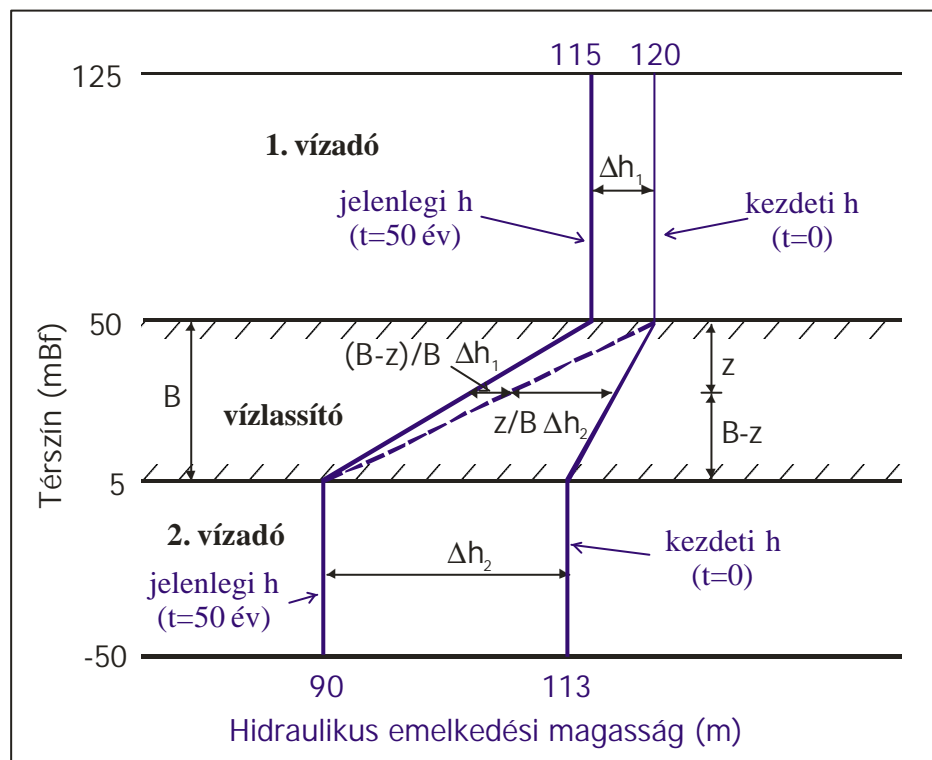
Két dimenziós esetben, ha vízlassító vastagsága B és az összes egységet összegezzük

$$q = S'_s \int_0^B h(z) dz \quad (12)$$

Mivel a pórustérfogat csökkenése egyenlő az eltávozott vízmennyiséggel, ezért a (12) egyenletnek a megoldásából lehet megkapni a vízlassító térrövidülését. Stacionárius esetben a vízlassító teteje és alja között a vízszint lineárisan változik, ezért a (12) egyenletben szereplő határozott integrál:

$$q = S'_s \frac{\Delta h B}{2} \quad (13)$$

A fentiek alapján határozzuk meg Debrecen térségében a vízkivétel miatti térszínsüllyedés mértékét. A probléma szemléletes ábrázolását teszi lehetővé Domenico és Mifflin (1965) nyomán szerkesztett 25. ábra. Az ábrázolás alapja az a feltételezés, hogy hidraulikailag a kőzetváz 2 vízadó és egy vízlassító rétegre osztható. (Ez az egyszerűsítés nem jelenti a számítás torzítását, hiszen a potenciometrikus szint csökkenés vízlassítónkénti összege megegyezik az itt felvett egyetlen vízlassítóban kialakuló potenciometrikus szint csökkenéssel.) A két vízadó réteg induló nyugalmi vízszintje között 7 m eltéréssel számoltam, a III. fejezetben ismertetett kútadatok szerint (3. táblázat). A mai állapot szintén stacionáriusnak tekinthető, mert a vízmuvek termelése az elmúlt 10 évben stagnált, 13-15 millió m³/év között mozgott.



25. ábra. Nyomás-mélység diagram Debrecen térségében 3 rétegu modell esetén (Domenico és Mifflin 1965 alapján)

A 25. ábra alapján a vízlassító rétegben, a réteg tetejétől z mélységben a hidraulikus emelkedési magasság változás:

$$\Delta h(z) = \Delta h_1 \left(\frac{B-z}{B} \right) + \Delta h_2 \left(\frac{z}{B} \right) \quad (14)$$

Azaz a vízlassító réteg maximális vertikális térrövidülése:

$$q = S'_s B \left(\frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{2} \right) \quad (15)$$

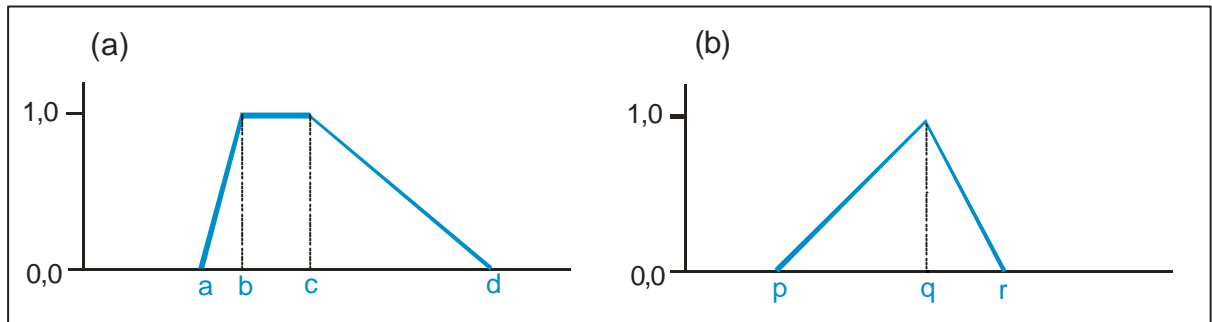
ami szemléletesen a tározási tényező szorozva a 25. ábrán a vízlassítóban kirajzolódó trapéz területével.

5.1.1 Fuzzy aritmetika

Adott területen a vertikális térrövidülés számításához szükséges paraméterek, mint rétegvastagság, hidraulikus emelkedési magasság, de különösen a kozettest pórusterének összenyomhatósága nem határozható meg egyértelműen, mert az adatok különböző mértéku bizonytalansággal terheltek. Ennek vizsgálatát el lehet végezni valószínűség elméleti alapon. Azonban az additivitási axióma miatt egyértelműen el kell döntenünk, hogy a vizsgált minta az adott populációhoz tartozik-e vagy sem (Bárdossy et al. 2000). Ha egy mérési eredményt több halmazba is besorolhatunk és meg tudjuk adni milyen mértékben tartozik az adott halmazhoz, akkor kezelni tudjuk az elmosódott, homályos (fuzzy) átmenetektől adódó bizonytalanságot. Egy mért érték adott fuzzy halmazhoz való tartozását a mérési eredményhez rendelt 0 – 1 közötti tagságértékkel (membership value) adjuk meg, ami az adott populációhoz való tartozás mértékét jelenti (Zadeh 1965). Az alábbiakban a fuzzy halmazelméleten alapuló fuzzy aritmetika alapjait Fang és Chen (1990), ill. Bárdossy et al. (2000) alapján tárgyalom.

A fuzzy számok a fuzzy halmazok speciális esetei. Egy tetszőleges fuzzy szám: X , azt jelenti, hogy a szám értéke megközelítőleg X . A fuzzy számokat leggyakrabban háromszöggel vagy trapézzal jellemezzük. Vegyük azt a példát amikor egy adott területen több kútban azonos ideig, azonos hozammal szivattyúzást végzünk, ez alapján meg akarjuk mondani, hogy az adott feltételek mellett mekkora leszívással jellemezhető a terület. Az adatok rendre: 4,6; 5,1; 5,2; 5,2; 5,4; 6,8 m. Az adatok 4,6 és 6,8 m közé esnek, legvalószínűbb az 5,1 – 5,4 közötti érték. Ez alapján az adatokhoz az alábbi valószínűségeket rendeljük: 4,5-nél kisebb és 7,0-nél nagyobb értékek előfordulásának valószínűsége 0. Az 5,1 - 5,4 közötti értékek előfordulásának

valószínűsége 1; míg 4,5 - 5,1 valamint 5,4 – 7,0 közötti értékek valószínűsége 0 és 1 között lineárisan változik. Ezt a fuzzy számot derékszögu koordináta rendszerben ábrázolva trapéz alakú fuzzy számot kapunk, ahol a vízszintes tengely a mért paramétert, a függőleges tengely a valószínűséget jelenti. A 26/a ábra jelölésével az $a - d$ tartományt tartónak, míg a $b - c$ tartományt magnak nevezzük. Ha b és c értékek egybeesnek háromszög alakú fuzzy számról beszélünk (26/b ábra).



26. ábra. Trapéz alakú fuzzy számok (a); háromszög alakú fuzzy számok (b); vízszintes tengely a mért paraméter; függőleges tengely tagságérték

A fuzzy számokkal való műveletekre is igaz a kiterjesztési elv, azaz ugyanazok a műveletek végezhetők velük, mint a valós számokkal. Legyenek M , N és X , Y , Z fuzzy számok, ahol $M = (a_m, b_m, c_m, d_m)$, $N = (a_n, b_n, c_n, d_n)$, akkor

$$X = M + N = (a_m, b_m, c_m, d_m) + (a_n, b_n, c_n, d_n) = [(a_m + a_n), (b_m + b_n), (c_m + c_n), (d_m + d_n)];$$

$$Y = M - N = (a_m, b_m, c_m, d_m) - (a_n, b_n, c_n, d_n) = [(a_m - a_n), (b_m - b_n), (c_m - c_n), (d_m - d_n)];$$

$$Z = M * N = (a_m, b_m, c_m, d_m) * (a_n, b_n, c_n, d_n) = [(a_m * a_n), (b_m * b_n), (c_m * c_n), (d_m * d_n)]$$

Ha trapéz alakú és háromszög alakú fuzzy számok között végzünk aritmetikai műveletet, akkor az adott operátor a trapéz szám b és c értékéhez is a háromszög szám q értékét rendeli hozzá (26. ábra jelölése alapján). Konstans számmal (crisp szám) való művelet esetén a fuzzy szám alkotóihoz ugyanaz a konstans szám rendelődik hozzá. A fuzzy szám visszaalakítható „crisp számmá”, ezt nevezzük defuzzifikálásnak.

5.1.2 A számítások eredménye

A fenti módszer alapján Debrecen térségének vízkivétel miatti térszínsüllyedése becsülhető. A paraméterek fuzzy számmá alakításának elve a következő volt:

A potenciometrikus szint csökkenésének jelenleg mért legkisebb értékét választottam a tartó és a mag kezdeti értékének is, mivel korábban ezt meghaladó értékek voltak jellemzők. A jelenleg mért legnagyobb érték adta a mag maximum értékét, míg a tartó maximum értékét a 80-as évek végi termeléshez tartozó átlagos potenciometrikus szint csökkenések adták.

Ez alapján (8) egyenletben szereplő semleges feszültség csökkenés fuzzy száma (kg/ms^2) mértékegységben:

$$DP = (230000, 230000, 250000, 270000);$$

$$\text{míg a (15) egyenletben szereplő } (Dh_1 + Dh_2/2) = (13, 13, 15, 17)$$

A rétegvastagság értékeket szimmetrikus háromszög fuzzy számként vettem fel, a tartók minimum és maximum értékeit a minimális és maximális rétegvastagság adatok adták, így:

$$\text{vízadó rétegvastagsága (m) : } b = (35, 45, 55);$$

$$\text{vízlassító rétegvastagsága (m) : } B = (35, 40, 45)$$

A vertikális kompresszibilitás értékek vízadó esetén durvahomok és durva kavicsos homok, vízlassító esetén finomszemű homokra és homokos agyagra vonatkoznak irodalmi adatok alapján (Domenico és Schwartz 1998). Mivel mindkét esetben 2-2 frakció intervallummal megadott kompresszibilitás értékét használtam fel, a fuzzy szám tartó és mag értékei értelemszerűen adódtak:

$$\text{vízadóra (ms}^2/\text{kg): } \mathbf{b}_p = (5,2 \cdot 10^{-9}; 6,9 \cdot 10^{-9}; 1,0 \cdot 10^{-8}; 1,3 \cdot 10^{-8});$$

vízlassítóra (ms^2/kg): $\mathbf{b}'_p = (5,2 \cdot 10^{-8}; 6,9 \cdot 10^{-8}; 1,0 \cdot 10^{-7}; 1,3 \cdot 10^{-7})$; amiből a vízlassító tározási tényezője (11b) összefüggés alapján számítható ha $\mathbf{r}_w = 1000 \text{ kg/m}^3$; $g = 9,8067 \text{ m/s}^2$. A tározási tényező fuzzy száma (mértékegység $1/\text{m}$) tehát:

$$S'_s = (5,1 \cdot 10^{-4}; 6,8 \cdot 10^{-4}; 1,0 \cdot 10^{-3}; 1,2 \cdot 10^{-3})$$

A számítás során a vizet összenyomhatatlannak tételeztem fel, mert vízadó esetén legalább egy, vízlassító esetén legalább két nagyságrenddel kisebb az összenyomhatósága, mint az adott összlet porusterének. Az alábbiakban csak a tartó minimum értékének számítását közlöm, a többi komponens számítása ugyanígy történt.

Az alsó-pleisztocén vízadó kompakciója (10) egyenlet szerint m-ben:

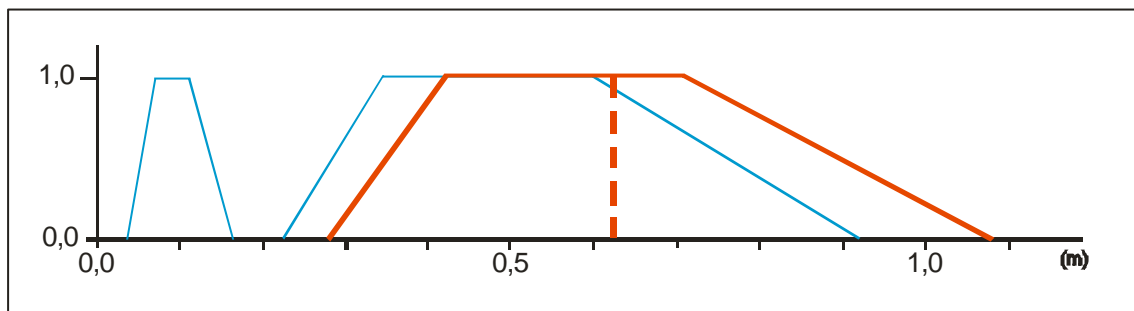
$$\Delta b = (4,2 \cdot 10^{-2}; 7,1 \cdot 10^{-2}; 1,12 \cdot 10^{-1}; 1,6 \cdot 10^{-1});$$

A vízlassító réteg kompakciója (15) egyenlet szerint m-ben:

$$q = (2,3 \cdot 10^{-1}; 3,5 \cdot 10^{-1}; 6,0 \cdot 10^{-1}; 9,2 \cdot 10^{-1})$$

A 2 réteg együttes vertikális térrövidülése m-ben (27. ábra):

$$\Delta b + q = (0,27; 0,42; 0,71; 1,08)$$



27. ábra. A vízadó és vízlassító réteg vertikális térrövidülésének fuzzy száma (kék), illetve a két réteg együttes térrövidülésének összege (piros) és defuzzifikált értéke (szaggatott vonal)

Tehát az alsó-pleisztocén vízadó és a fölötte elhelyezkedő vízlassító együttes süllyedésének mértéke a vízkivétel centrumában: 0,27 m és 1,08 m között valószínűsíthető, legvalószínűbb 0,42 – 0,71 m közötti tartományban; egy értékkel kifejezve: 6,25 m !

Még azt a kérdést kell megválaszolnunk, hogy a vízlassítóban elegendő idő állt-e rendelkezésre a számított tömörödéshez. A diffúziós egyenlet megoldása helyett egyszerűbb módon számíthatjuk a vízlassító konszolidációjához szükséges időt.

Ehhez a vízlassító vastagságának, tározási tényezőjének és vertikális szivárgási tényezőjének ismerete szükséges, az alábbi összefüggés szerint (Domenico és Schwartz 1998):

$$\frac{t}{T^*} = \frac{t}{(B^2 S'_s) / K_v}; \quad (16) \quad \text{ahol } T^* \text{ a 95%-os konszolidációhoz szükséges idő,}$$

míg t a nyomásváltozás óta eltelt időt szimbolizálja.

Azaz 95%-os konszolidáció esetén: $\frac{t}{T^*} = 1 \Rightarrow T^* = \frac{B^2 S'_s}{K_v}$, (17)

Behelyettesítve: $T^* = \frac{45^2 (m^2) \cdot 0,001 (1/m)}{0,001 (m/nap)} = 2025 (nap) \approx 5,55 (év)$

Tehát valamivel több mint 5 év kellett, hogy a számított kompakció legalább 95%-ban bekövetkezzen, ez pedig rendelkezésre állt, hisz a vízmuvek elmúlt 10 évi közel változatlan vízkivétele stacionárius viszonyokat eredményezett.

5.2 Összehasonlító adatok

5.2.1 Nemzetközi példák

A számítások eredményét célszerű összevetni nemzetközi és hazai adatokkal.

A világ különböző régióiban megfigyelt térszín süllyedéseknek számos oka lehet

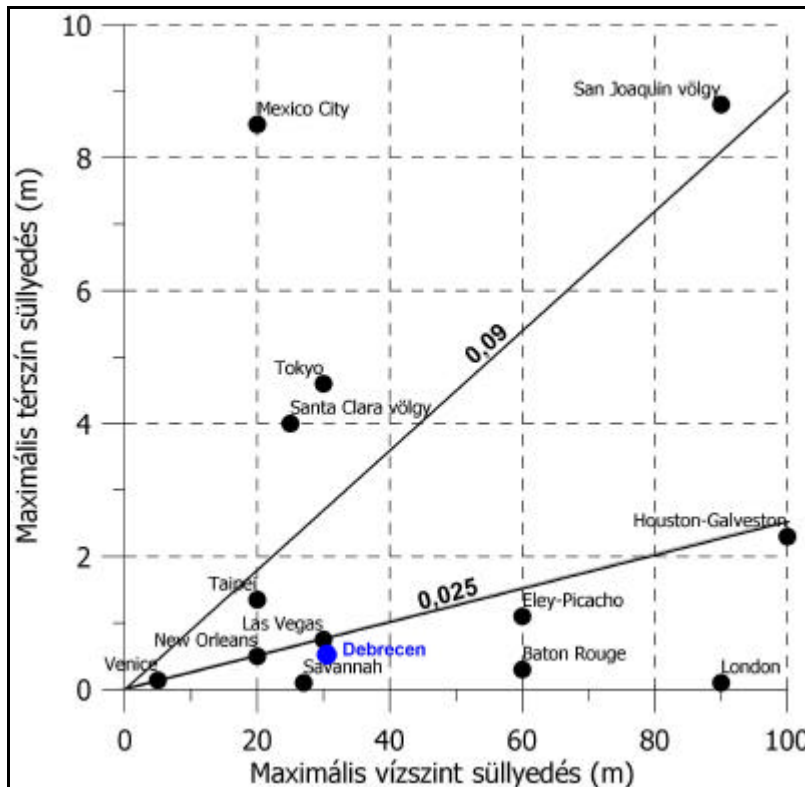
- tektonikus mozgások;
- oldás következtében eloálló felszíni berogyások;
- üledékes összletek konszolidációja terhelés következtében;
- mesterséges hatások pl. vibrációk;
- suruség növekedés vízszint csökkenés következtében;
- vízadó (reservoár) nyomáscsökkenése vízkivétel következtében

Domenico és Schwartz (1998) a vízszintcsökkenés és térszín süllyedés aránya alapján két csoportra osztotta a dokumentált eseteket (28. ábra):

1. területsüllyedés – vízszint csökkenés aránya nagyobb mint 0,09 (9m-nél nagyobb területsüllyedés jut 100m vízszint csökkenésre)
2. területsüllyedés – vízszint csökkenés aránya kisebb vagy egyenlo, mint 0,025 (2,5 m vagy annál kisebb területsüllyedés jut 100m vízszintcsökkenésre)

A két típus elkülönülését tektonikai okokkal magyarázzák, amit nem lehet kiszurni a számításokból. Másik fo ok a különböző geológiai képzodmények eltéro össze-nyomhatósága és vastagsága.

E besorolás szerint Debrecen a 2. kategóriába esik, mert 100 m vízszintcsökkenésre közelítőleg 2 m térszínsüllyedés jut (28. ábra).



28. ábra.

Térszín süllyedés a vízszint süllyedés függvényében (Domenico és Schwartz 1998 nyomán)

Jó összehasonlítási alap a kínai Suzhou város víztermelése következtében előállt depresszió (Chen et al. 2003). A 150 m vastag folyóvízi-tavi kifejlődésű kvarter rétegsor 4 vízadóra és 7 félvízzáró rétegre tagolódik. Az alsó-pleisztocén vízadó 40-45 m vastag, fölötté félvízzáró és vízadó rétegek váltakoznak, a félvízzárók összvastagsága 70-80 m. 1983-1997 között 30 m-rel csökkent az aló-pleisztocén potenciometrikus szintje az évi 20-40 millió m³-nyi víztermelés következtében. A vízkivétel centrumában – 14 év alatt – 1184 mm térszínsüllyedést mértek, amiből a vízadó fedójét jelento kb. 30 m vastag félvízzáró kompakciójára 994 mm, azaz a teljes süllyedés 84 %-a jutott.

5.2.2 Hazai mérési adatok

Az 1960-as években Orlóczy István felsogeodéziai méréseket végeztetett Debrecen térségében, hogy a süllyedés mértékéből vízháztartási adatokra következtessen (Orlóczy 1968). A süllyedést kizárólag a vízadó réteg kompakciójának tulajdonította, ezért számításai eredményét nem vettem figyelembe. Annál érdekesebbek viszont a

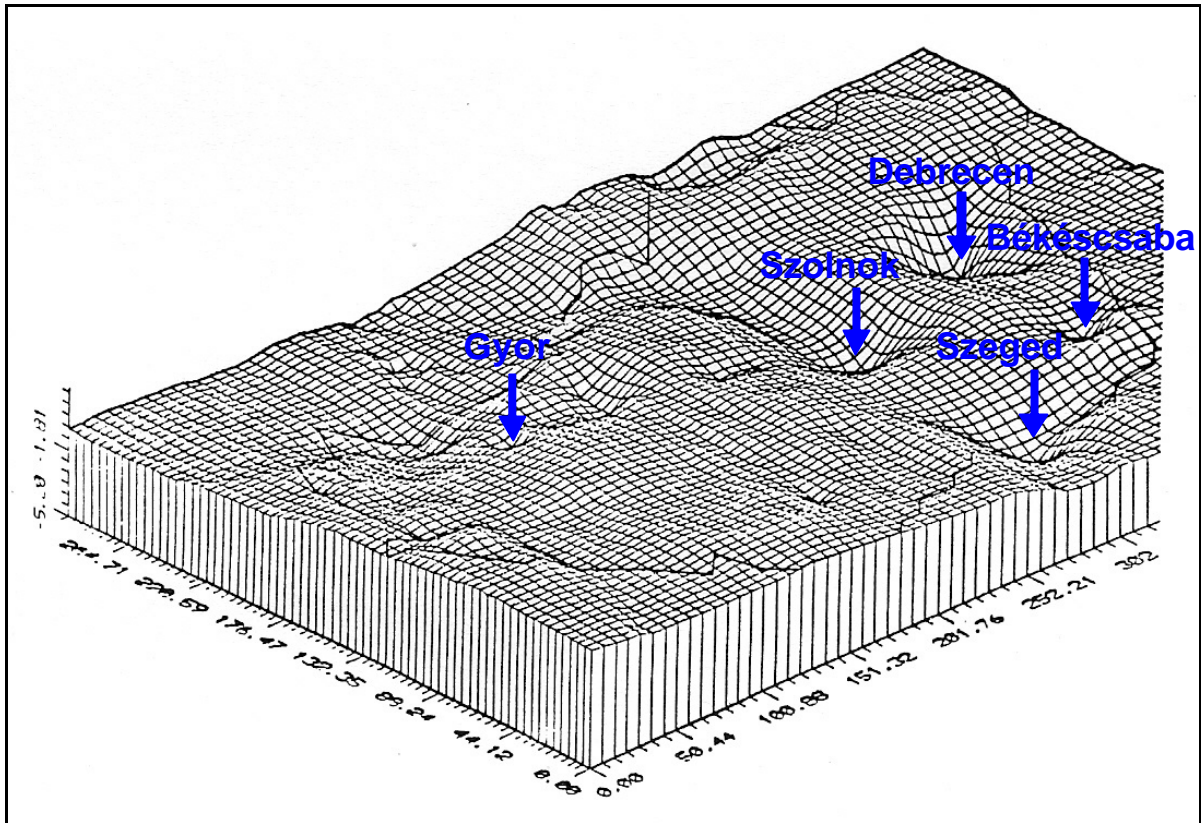
konkrét geodéziai mérési eredmények. 1927 és 1966 között a maximális süllyedés 42 mm-nek adódott az I-es vízmu centrumában (Miskolczi és Ódor 1966). A 60-as évek közepén az I-es vízmu területén a hidraulikus emelkedési magasság csökkenés az alsó-pleisztocén összletben 9 m körül volt, míg a legsekélyebb vízadóban vízszint-csökkenés alig volt kimutatható. Ebben az esetben 25. ábrán szereplo trapéz középvonala 4,5 m; ami közel harmada a későbbi értéknek. Tehát ha a 42 mm-t 3,1-gyel szorozzuk (megtehetjük, mert a trapéz középvonala (15) egyenletben lineáris operátorként szerepel) 130 mm-t kapunk. Ennél azonban csak nagyobb lehet a kompakció, mert a vízszint fokozatosan csökkent, azaz nem volt elegendő idő a konszolidációra. A mérési eredmény számításom minimum értékének közel fele.

Árnyalja a képet Bendefy (Bendefy 1968) felső-geodéziai mérési sora. Véleménye szerint Debrecen centrumának relatív süllyedése – a fenti idő alatt – 60 mm volt, melynek okaként egyértelműen a vízkivételt nevezte meg. Mérési eredménye, az előbbi elgondolások szerint, legalább 186 mm süllyedést jelentene napjainkra kivetítve.

A Kárpát-Balkán régió vertikális mozgásának részletes vizsgálata szerint Magyarország legintenzívebben süllyedő területe Debrecen térsége volt (Joó 1996). A süllyedés mértéke 6,6 mm/év (Ezt Joó szóbeli közlése alapján 2003-ban 8 mm/év-re módosította). Ha ezt az értéket a II-es vízmu termelésbe állítása óta eltelt 50 évvel szorozzuk, megközelítőleg 400 mm térszínsüllyedést kapunk, ami a fenti számítások során kapott intervallumba esik. Nem állítható egyértelműen, hogy a térszínsüllyedések oka kizárólag az intenzív vízkitermelés, de a vertikális mozgások tanulmányozásánál a vízkivétel szerepe nem hanyagolható el. Különösen szembevetve, hogy a Magyarország függőleges irányú mozgásait bemutató térkép (29. ábra) kiemelkedően nagy süllyedést mutató helyei olyan nagyvárosok területére esnek, ahol jelentős felszínalatti vízkivétel van.

Ezek (Joó 1996):

- Debrecen – 6,6 mm/év;
- Szolnok – 4,3 mm/év;
- Szeged – 4,1 mm/év;
- Békéscsaba – 3,8 mm/év;
- Győr – 2,2 mm/év



29. ábra. Magyarországi függőleges mozgások felülettérképe (Joó 1996 alapján)

A mozgások indoklására elsősorban a Délkelet-Alföldön geofizikai vizsgálatokat (alacsony frekvenciás mélyszondázás) végeztek (Posgay et al. 1996) és az eltérések okát elsősorban a mélyszerkezetben, a köpeny-kéreg felület betüremkedéseiben vélték fölfedezni. Ugyanakkor fontosnak tartották megjegyezni más hatások, például az intenzív vízkivétel, szerepének tisztázását a vertikális elmozdulások kiváltó okainak magyarázatában (Joó et al. 2000).

Debrecen környéki térszínsüllyedést 1989-óta vizsgálja Csapó Géza nagy pontosságú ismétlődő relatív graviméteres mérésekkel. A regionális és a lokális mozgások szétválasztására abszolút gravimetriai állomásokat is telepített a Szerencs-Debrecen-Tarpa vonal mentén (Csapó 1999). A mérési eredmények kiértékelése jelenleg is folyik, Csapó Géza szóbeli közlése alapján az elmúlt 13 évben hozzávetőleg 10 cm-es süllyedést tapasztaltak a II-es vízmu környezetében. Ugyanakkor az előzetes eredmények azt mutatják, hogy Nyírbéltek és Nyírcsaholy – a Nyírség ÉK-i része – emelkedik! Borsy szerint (Borsy 1961) a Nyírségnek ez a része az óholocénben is emelkedett. Semmi okunk feltételezni, hogy ez a folyamat megszakadt. Különösen

annak tükrében, hogy Grenerczy Gyuláék átlagosan 2-4 mm/év térrövidülést mutattak ki a Kárpát-medencében (Grenerczy et al. 2000), ami a területre ható kompressziós erők következménye (Bada és Horváth 1998).

A pontosabb süllyedés számításokhoz elengedhetetlen a vertikális kompressziós tényező meghatározása minden üledék típusra. Ez jól modellezhető lenne, ha újrámért, a korábbi országos mérésekkel összevethető, vertikális elmozdulás értékekkel rendelkeznénk.

VI. VÍZKÉMIA, IZOTÓP-GEOKÉMIA

A felszín alatti vizek kémiai összetételét üledékes környezetben az ioncsere jelentősen befolyásolja (Howard és Lloyd 1983). Ioncsere esetén a vízáramlás pályája mentén az oldott kationok ún. kromatográfiás eloszlása alakul ki a különböző kationok eltérő adszorpciós viselkedése miatt. Az oldott és az agyagásványok cserepozíciójában kötött kationok mennyiségi viszonyaitól függően az egy és két vegyértéku ionok kicserélődnek, ami az oldott kationok koncentrációjának szisztematikus változását eredményezi a vízáramlás irányában. Ha a vizek $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ és $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ típusúak, a vízáramlás irányában a két vegyértéku kationok koncentrációja csökken, míg a nátrium koncentrációja növekszik. $\text{Na}(\text{HCO}_3)$ típusú vizeknél a változás éppen ellentétes, nátrium csökkenés és ezzel egyenértéku kalcium- és magnézium-növekedés is előfordulhat az agyagásványok cserepozíciójában lévő ionok fajtájától és arányától függően (Appelo és Postma 1993, Magaritz és Luzier 1985, Varsányi 2001).

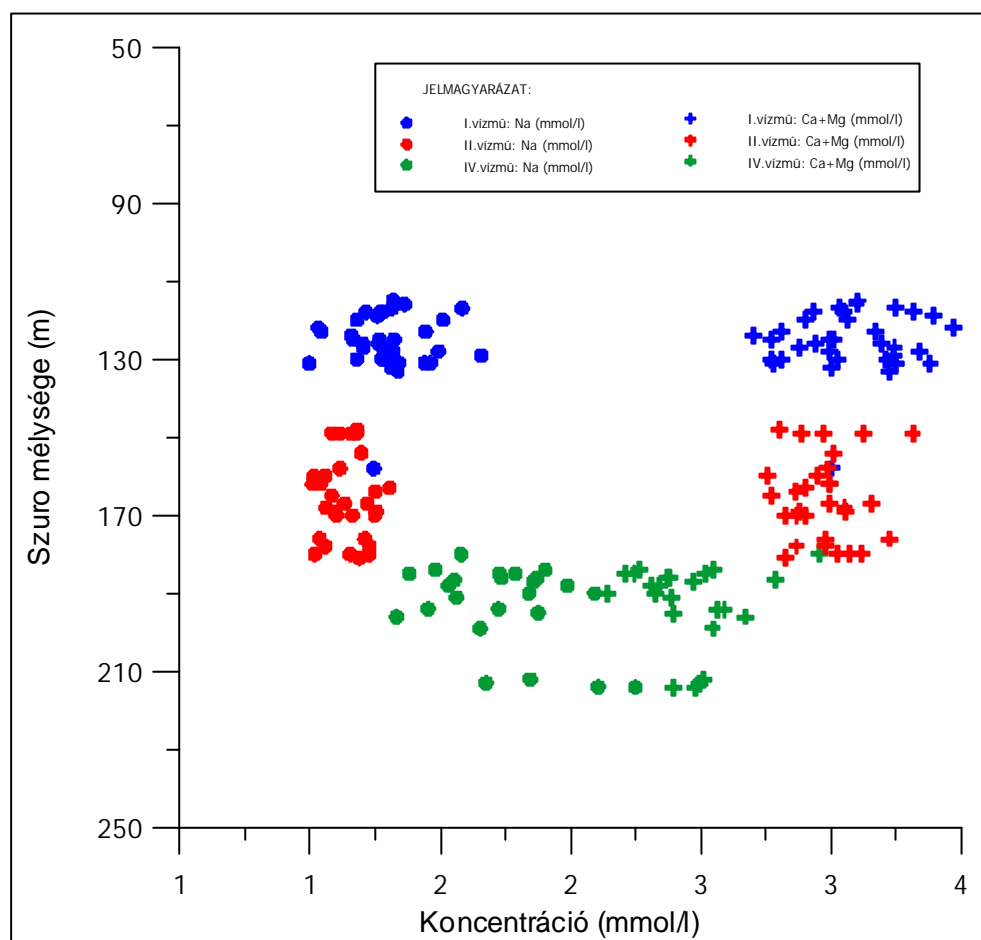
Az ioncsere önmagában nem elegendő a jellegzetes kromatográfiás koncentráció-eloszlás létrejöttéhez, szükséges még a víz mozgása is. Az egy és két vegyértéku fő kationok, a klorid és az összes oldott anyag koncentrációjának alakulása alapján lehetővé válik a felszín alatti vízáram rendszerek elkülönítése (Varsányi 2001).

6.1 Kémiai összetétel alapján levonható következtetések

A „Vízbazis Védelmi Program” keretében, 1999-ben, vízkémiai vizsgálatokat végeztek a Debreceni Vízművek 3 telepének kútjaiból, valamint egyes talajvíz kutakból vett mintákon. A mért komponenseket és a mérési eredményeket a 7. táblázat tartalmazza. A vizsgálatok köre nem terjedt ki a közbülső vízadóra, és mindössze 3 évet fogott át.

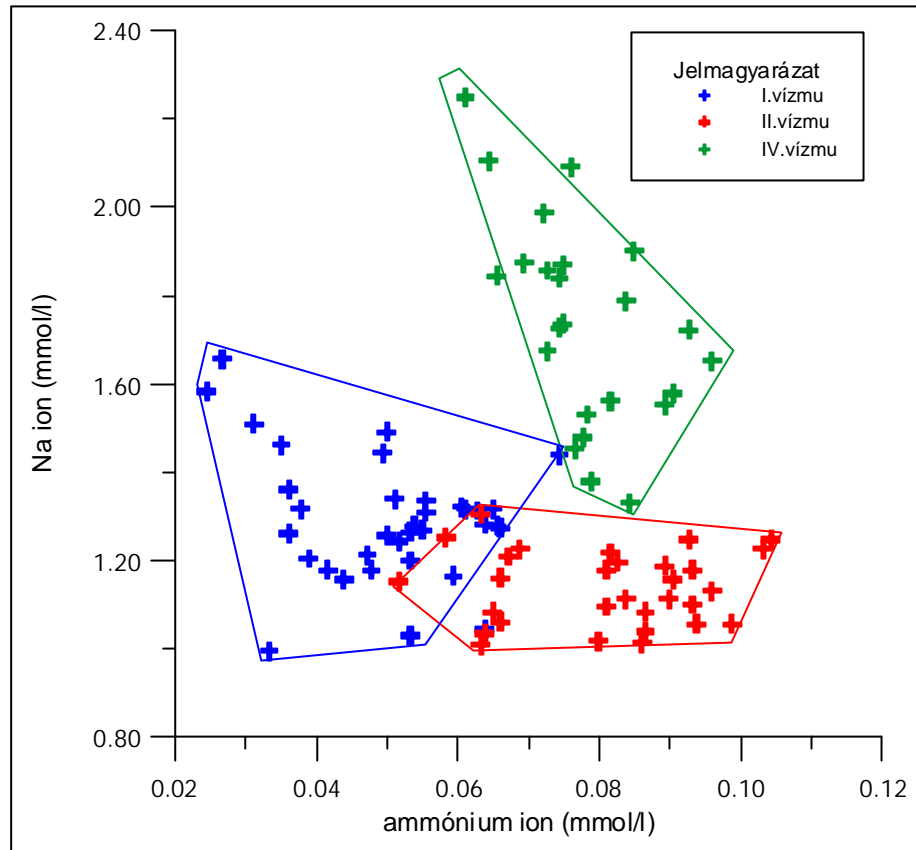
Mindhárom vízműtelep kútjainak vizére jellemző a viszonylag kis oldott anyag tartalom. A sekélyebb két vízadót szűrő kutak CaMg-hidrokarbonátos típusúak, míg

a mélyebb, alsó-pleisztocén réteget termelő kutakban a vízminőség már átmenetet képez a Na-hidrokarbonátos vizek felé. A vízminőség változását ioncsere okozta. A terület beáramlási jellegét támasztja alá a talajvíz magas nitrát és alacsony ammónia tartalma, ami oxidatív környezetre utal. A Na ill. Ca+Mg koncentrációk mélységfüggése alapján az I. és II. vízmu vizei hasonló eredetűek; a Ca-Mg hidrokarbonátos vizek felszín irányából történő utánpótlódást valószínűsítene. A IV. vízmu nagyobb Na és kisebb Ca+Mg koncentrációja viszont a víz hosszabb idejű felszín alatti tartózkodását, ioncsere lejátszódását jelzi (30. ábra).



30. ábra. A nátrium és kalcium+magnézium koncentrációjának változása a mélységgel a Debreceni vízmuvek területén

Az ammónium és nátrium ionok aránya alapján az I-es, II-es és IV-es vízmu elkülönül egymástól (31. ábra), ami vagy a bekerülő szerves anyag különbözőségét, vagy az eltérő leülepedési környezetet mutatja, azaz kirajzolódik a Nyírség és Hajdúság eltérő földtani felépítése.



31.ábra. A nátrium-koncentráció változása az ammónium koncentráció függvényében

6.2 Izotópok

Az izotópokat alapvetően 2 csoportra oszthatjuk:

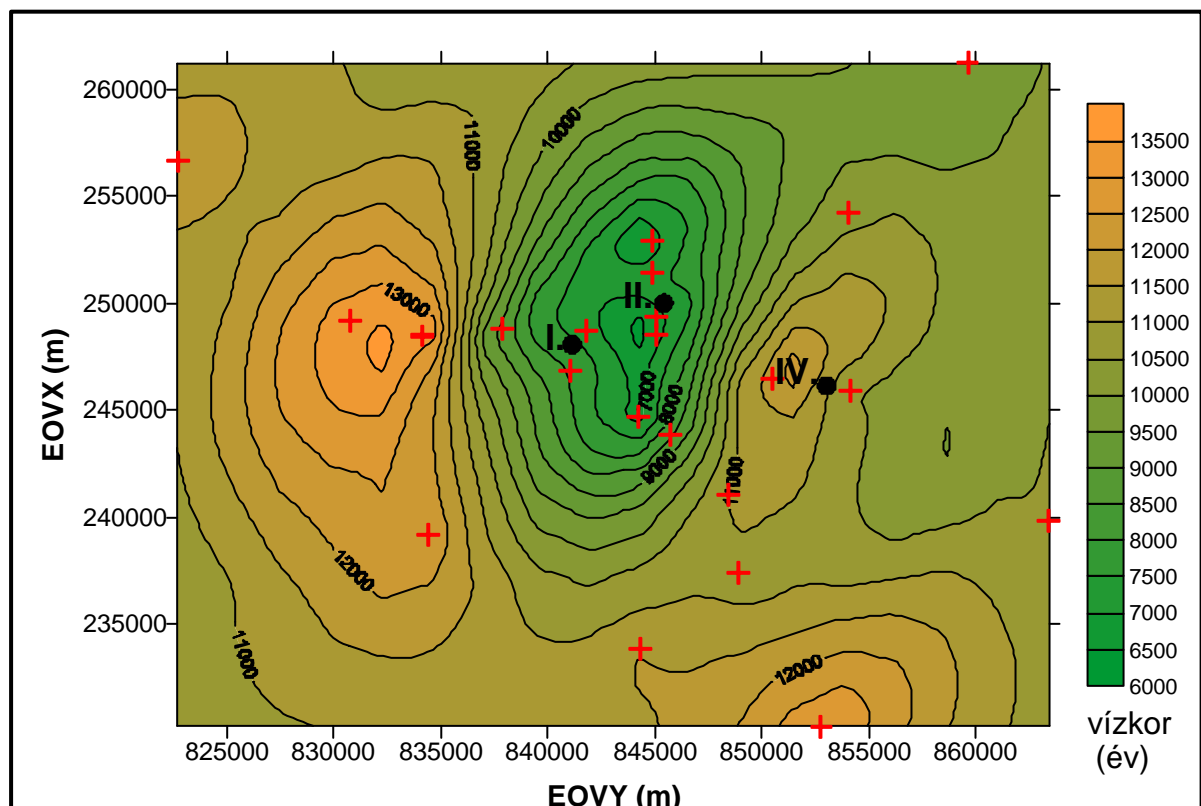
- i.) stabil izotópok, pl: ^2H , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , ^{48}Ca ;
- ii.) radioaktív izotópok, pl: ^3H , ^{14}C , ^{36}Cl , ^{222}Ra

A Nyírségi vizekben stabil izotópos vizsgálatokat, a vízbázis védelmi munkákat megelőzően, Marton Lajos végzett (Marton et. al 1980, Marton 1981, Marton és Mikó 1990). Értékelése szerint a Nyírség negyedkori rétegeiben tárolódó vizeket, a stabil izotópok alapján, két csoportra lehet osztani: egy hidegebb periódusban beszivárgó idősebb, és egy magasabb hőmérsékleten beszivárgott fiatalabb vizekre, mely a pleisztocén ill. holocén idoszakban történő beszivárgást jelez. Az egyik csoportba sorolhatók a ^2H -ban és ^{18}O -ban gazdagabb, melegebb periódusban (holocén) beszivárgott vizek. A másik csoportot a könnyebb izotópok (^1H és ^{16}O) feldúsulása jellemzi, ami alacsonyabb beszivárgáskori hőmérsékletre, jégkorszaki beszivárgásra

utal. A Nyírségben és Debrecen térségében is a holocén beszivárgású vizek a sekélyebb, a jégkorszakban beszivárgott vizek a mélyebb vízadó rétegekben találhatók (Marton 1981, 1982; Mikó és Marton 1992).

6.2.1 ^{14}C izotóp

A Debreceni Atommagkutató Intézetben az 1980-as évek közepén mérték a pleisztocén rétegekből termelő kutak vizében a ^{14}C értékét. Mind az eredeti ^{14}C koncentrációk, mind az ebből számolt vízkorok (Marton 2000) a vízmuvek centruma felé fiatalodó vízkorokat jeleztek (32. ábra). Az áramlás irányába haladva azonban éppen ellentétes, idősödő vízkorokat kellene kapnunk. Ez az ellentmondás csak úgy oldható fel, ha felülrol a fiatalabb vizet tartalmazó rétegek felől átszivárgást feltételezünk és az így hozzákeveredő víz fiatalítja meg az alsó-pleisztocén rétegek vizét az I-es és II-es vízmu környezetében.



32. ábra. ^{14}C vízkorok (év) az alsó-pleisztocén összletben; a vízmuvek középpontjainak (fekete pont) és a mintázott kutaknak (piros kereszt) feltüntetésével (Marton 2000 alapján)

A már említett „Vízbázis Védelmi Program” keretében az 1990-es évek végén néhány kútban megismételték a ^{14}C méréseket (8. táblázat). Eredményeik megerősítették a vízmuvek centruma felé fiatalodó vízkorokat, azonban kismértékben idosebb vízkorokat kaptak. Ez a megfigyelés érthetőbbé válik, ha figyelembe vesszük, hogy a megismételt mintavételezéskor a vízmuvek termelése alig több mint $2/3$ -a volt az elozo, első mintavételkori termelésnek. A két mérés között ugyanis csökkent a hidraulikus gradiens vertikális komponense, lassúbb lett a felülről történő vízutánpótlás (az alsó-pleisztocén rétegek vize kevésbé fiatalodott).

6.2.2 Trícium

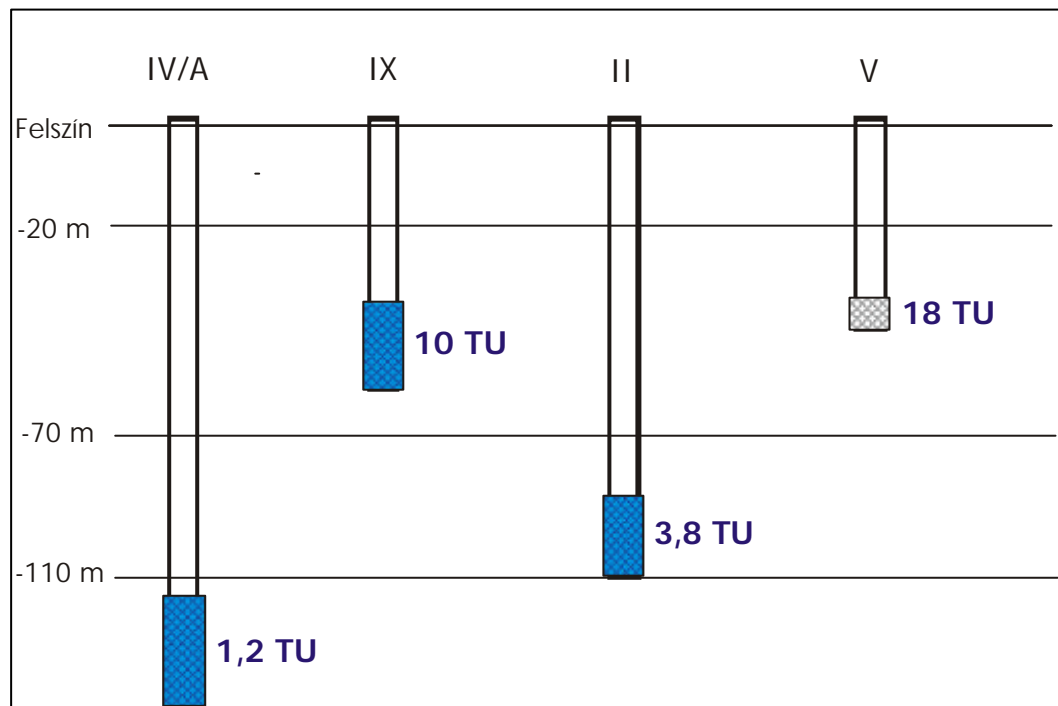
A terület sérülékenysége, valamint a rétegek kommunikációjának vizsgálatához a trícium mérések eredményeit használtam fel. A trícium, mint a hidrogén radioaktív izotópja 12,4 éves felezési idővel bomlik. Az alkalmazott mérési technikával maximum 45-50 éves korú vizek jelenlétét lehet vele kimutatni. A mérés kimutathatósági határa: 1 TU, ami $1 \times 10^{-18} \text{ } ^3\text{H} : 10^{18} \times ^1\text{H}$ arányt jelent. (Jelenleg ennél 1000-szer pontosabb mérés is lehetséges (Palcsu 2002)).

1952 előtt természetes állapotban 4-5 TU volt a trícium mennyisége a csapadékban. A légköri hidrogénbomba robbantások következtében mennyisége meghaladta az 15000 TU -t, majd értéke 1963-at követően fokozatosan csökkent. Napjainkra a természetes háttérérték 5-20 TU között van, a szezonális hatásoktól függően (Palcsu 2002).

Ha a 33. ábra alapján összevetjük a kutakban mért trícium koncentrációkat a kutak szűrőperemeinek tengerszintfeletti magasságával, akkor a mélységgel csökkenő értékeket kapunk. Meg kell jegyezni, hogy 40 m- es mélységben a 18 és a 10 TU valamint 87 m-ben a 3,8 TU igen nagy értéknek számít, hiszen itt nem csak felülről lefelé szivárgó, hanem rétegirányból érkező akár több ezer éves vizek keverednek! Ezek a magas trícium értékek kútsérülésre utaltak, amit az azóta elvégzett kútgeofizikai vizsgálatok nem igazoltak. Ekkor felmerült a gyanú, hogy hibás volt a kútkiképzés, a II, V, IX jelű kutakat felszínig kavicsolták. Így a friss csapadékvíz a kavicspaláston keresztül le tudott jutni a szűrőzött rétegig. Azonban az V jelű kút, a

korábbi ötös kút eltömedékelése után melléfúrással létesült, igazoltan megfelelő kútkiképzéssel. Itt azonban a régi kút eltömedékelésekor a kavics-palástot érintetlenül hagyták. A néhány méterre melléfúrt kút, termelése során, kommunikálni tudott a talajvízzel, az eltömedékelt kút kavicspalástján keresztül. A IV/A jelu kút esetén kútkiképzési hiányosságra utaló nyomot nem találtunk, de a fentiek alapján erre nem is volt szükség. Ugyanis a hibás kút kiképzések következtében akár 100 m-es mélységig is lejuthatott a trícium dús víz, ahonnan az alsó vízadó elérése már nem jelenthetett akadályt, a hidraulikai viszonyok miatt (III. fejezet).

A trícium mérések alapján megállapítható: a rétegek között közvetlen kapcsolat van, az átszivárgás biztosított, ami részben emberi beavatkozás következménye.



33. ábra. Trícium izotóp mérési eredmények (TU) a kutak szurózott szakaszainak feltüntetésével (kutak helyszínrajza a 34. ábrán)

VII. ÁRAMLÁSI MODELLEK

A felszín alatt lejátszódó anyag-energia transzport folyamatok vizsgálatához elengedhetetlen eszköz a modell alkotás.

A vízáramtér szimulációjához a hidraulikai kondíciókat – a modell terület alján ill. oldalain – peremfeltételekkel rögzítjük. A leggyakrabban fix nyomású vagy fix hidraulikus emelkedési magasságú cellákat definiálunk, minek következtében a peremeken keresztül nincs áramlás, azaz az ekvipotenciális vonalak merőlegesek a peremekre. Azonban ez a feltétel nem mindig tartható, így alkalmazása téves következtetésekhez vezethet. A peremfeltételek jelentőségét csökkenthetjük, ha nagyobb területet modellezünk, ugyanis nagyobb terület esetén a peremeken definiált hidraulikai paraméterek mintaterületre gyakorolt hatása egyre csökken (Corbet és Bethke 1992).

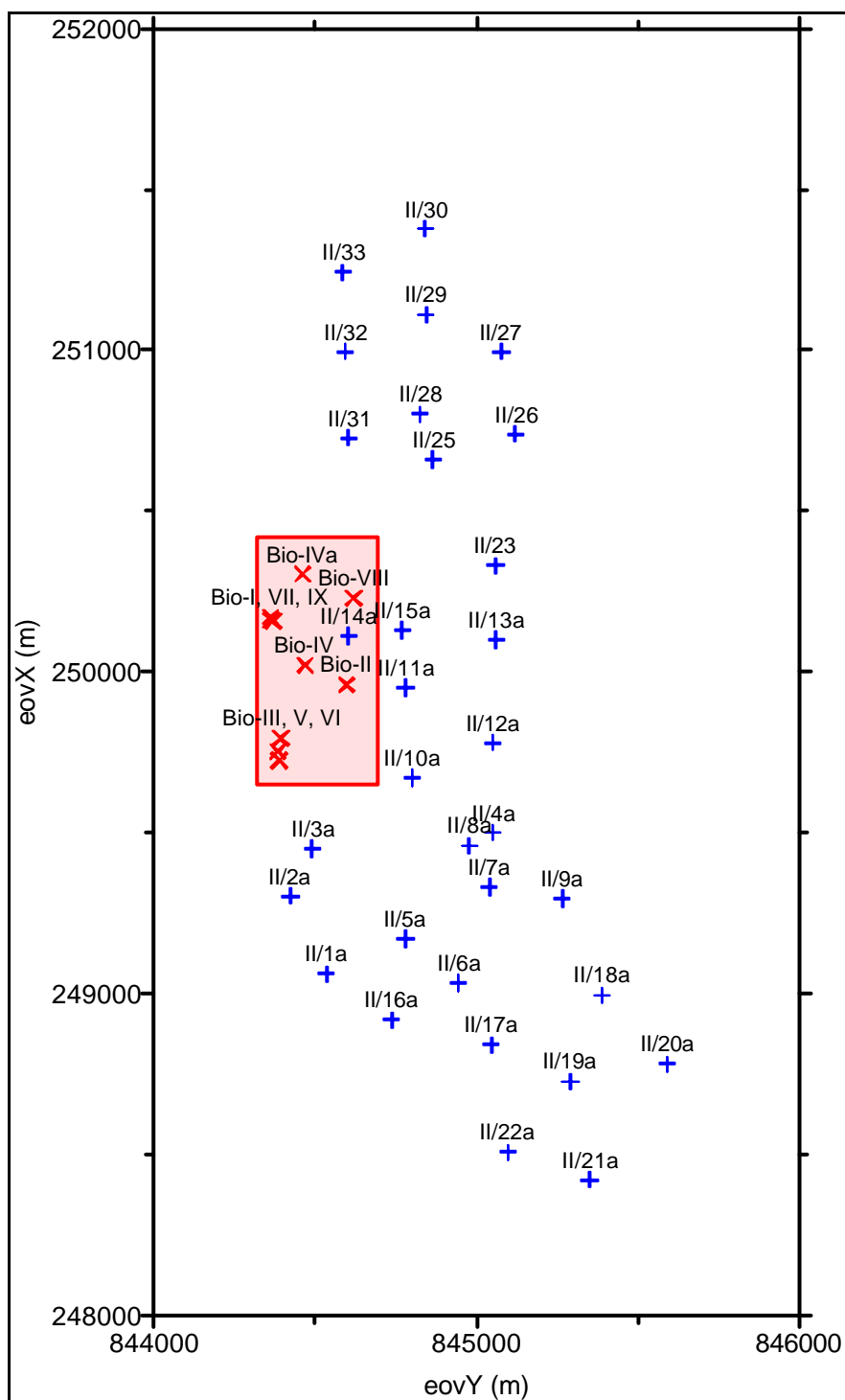
A fejezet két szálon halad, egyik a másikat generálta:

- a Nagyerdő területén, a legfelső rétegben feltárt szennyezés vertikális terjedésének szimulációja;
- a modellezésből levont következtetések általánosítása az alsó peremfeltétel szerepének bemutatására.

7.1 A szennyezés vertikális terjedésének számítása

A gyógyszergyár telephelye Debrecen É-i szélén a Nagyerdőben található, a városi Vízmű II-es üzeme öleli körül (34. ábra). 1952-ben, a vízművel egyidőben, létesítették. A gyógyszergyártás során képződött veszélyes anyagokat az 1970-es évekig a gyár területén elásták vagy elszívárogtatták, a kor gyakorlatának megfelelően. A veszélyes hulladék kezelésnek ezen módja, valamint az üzem működése során bekövetkezett haváriák számos, utólag pontosan nehezen lokalizálható környezetszennyezést okoztak. Egy föld alatti tartály eltávolítását követően,

alapos kárfelmérés történt mind a talajra, mind a talajvízre. A mérések igen komoly, olykor a határértéket több nagyságrenddel meghaladó, szennyezőanyag koncentrációkat jeleztek 19 komponens esetében (9. táblázat).



34. ábra. Az iparterület helyszínrajza a saját kutjainak (piros) illetve a II-es vízmu kutjainak feltüntetésével (kék)

7.1.1 A szennyezés terjedés elve

A szennyezőanyagok talajba való beszivárgása, majd abban való migrációja komplex folyamat, mely széleskörű irodalommal rendelkezik (Zhang és Neuman 1995a, 1995b, Kovács és Szabó 2002, Zheng és Bennett 2002). A szennyezőanyag terjedést számító transzport egyenlet legpontosabban az egy folyadékfázissal jellemezhető rendszerek esetén határozható meg. A számítások során Processing Modflow (Chiang és Kinzelbach 2001) programcsomagot használtam.

A szennyezés a talajba bejutva, a gravitációs erő hatására, lefelé szivárog a telítetlen zónában. A kapilláris erők következtében a szennyező anyag vertikális infiltrációjához egy laterális komponens is társul. Az anyag párolgása következtében gázburok alakul ki a szennyezési test körül. Ha a szennyezés elég nagy mennyiségű, egy része elérheti a talajvízszintet. Itt az anyag oldható komponensei vizes oldatba mennek át és szennyezési felhő képeznek, amely a tömény testből kiindulva a talajvízáramlás irányában csóvaszerűen szétterjed. (Mivel a tárgyi területen több szennyező komponens van jelen, a közöttük lejátszódó kémiai reakciók az oldhatóságot jelentősen befolyásolják.)

Ez a szennyezési felhő, vagy csóva ettől kezdve a talajvíz-rendszer részeként mozog. A szennyezésnek az a része, amely elkülönült, vízzel nem vegyülő fázisként a saját nyomás gradiense hatása alatt mozog. (A víztől eltérő sűrűségű anyagok esetében a nem-vegyülő folyadékok hidrodinamikailag merőben eltérően viselkednek attól függően, hogy sűrűségük kisebb vagy nagyobb a víz sűrűségénél.) Mivel a tárgyi területen szabadfázisban szennyezés nem volt kimutatható, ezért ezzel nem számoltam.

Megjegyzendő, hogy a nem keveredő, nem vegyülő szerves anyagból jelentős mennyiség befogva maradhat a telítetlen zóna pórusaiban egy határozatlan ideig a kapilláris erők működése folytán. Ez a befogott fázis a továbbiakban szennyező forrásként jelenik meg, vagy a beszivárgó csapadékvízben, vagy az emelkedő talajvízben (Szanyi et al. 2003). A gáz-zónában lévő kémiai komponensek szintén szennyező forrást jelentenek azáltal, hogy azokat a beszivárgó csapadékvíz elnyeli.

7.1.2 Feladat meghatározás

A nyitott vízadó szennyezettségét vizsgáló talajmechanikai fúrások 16-20 m mélységben 2-4 m vastag agyagréteget tártak fel. A környező figyelokutakban a talajvíz szintje alig, 10-30 cm-rel volt magasabban a 60-70 m mélyen szurozott kutak potenciometrikus szintjénél (13. ábra). Azaz mind a hidrogeológiai, mind a hidraulikai viszonyok – az agyagos öszlet jelenléte és a kicsi hidraulikus gradiens – akadályozhatták a szennyezés függőleges irányban történő elmozdulását. Azonban tüzetesen megvizsgálva mindkét folyamat hatását már nem ilyen kedvező a kép:

- Az agyagásvány szemcséi körül kialakuló elektromos kettős réteg bizonyos szerves szennyezőanyagok jelenlétében (pl. benzol) a dielektromos állandó csökkenésével párhuzamosan csökken. Így a szemcsék közelebb kerülnek egymáshoz, flokkulálnak, agyagos csomók jönnek létre. A csomók között megnő a permeabilitás (Fernandez és Quigley 1985), ami az agyagrétegek vezető-képességének növekedéséhez vezet. Juranits Judit, hasonló szennyezőanyagok esetén, magyarországi esettanulmányában igazolta a jelenséget (Juranits 1999).
- A jelentős vízkivétel következtében megnőtt a gradiens, a felső 75-80 m hidraulikailag 1 rétegnek tekinthető (3.2 fejezet).

Ezen felismerések indokolták, hogy elkészítsem a szennyezés terjedésének hidrodinamikai modelljét, mely a vertikális elmozdulás lehetőségét is tartalmazza.

7.1.3 A modellezett térrész lehatárolása

A modell terület lehatárolásánál figyelembe vettem, hogy a talajvíz ÉK-i irányból áramlik a vizsgált terület felé. A gyár területe - a II-es vízmu leszívó hatása következtében kialakult - talajvíz tekno felett helyezkedik el. A talajvíz teknoen pedig a víz a peremek felől annak centruma felé áramlik, így az ipari létesítmény alatt a talajvíz áramlási iránya a tágabb környezet talajvízáramlásával többnyire ellentétes, csak a gyártelep DNy-i szegélyén lehet meg az esélye, hogy a talajvíz a regionális áramlási iránnyal egyezően áramoljon.

A modell Ny-i peremét úgy választottam, hogy a Tóció-völgyre essen, mert ennek É-D-i csapása biztosítja a Ny-i oldalon az állandó nyomásmagasságot. Távolsága az üzemtől hozzávetőleg 3 km, így ezt a távolságot vettem alapul az É-i, K-i és D-i peremek megválasztásánál. Így 6x6 km-es négyzetet kaptam, melynek centrumában található a gyár. Az így megválasztott modell terület előnye, hogy a modellezés során figyelembe vett 50 éves elérési idokhoz tartozó árapályák még nem érik el a peremeket és nem torzítják a modellezés eredményét.

A terület sarokpontjainak koordinátái:

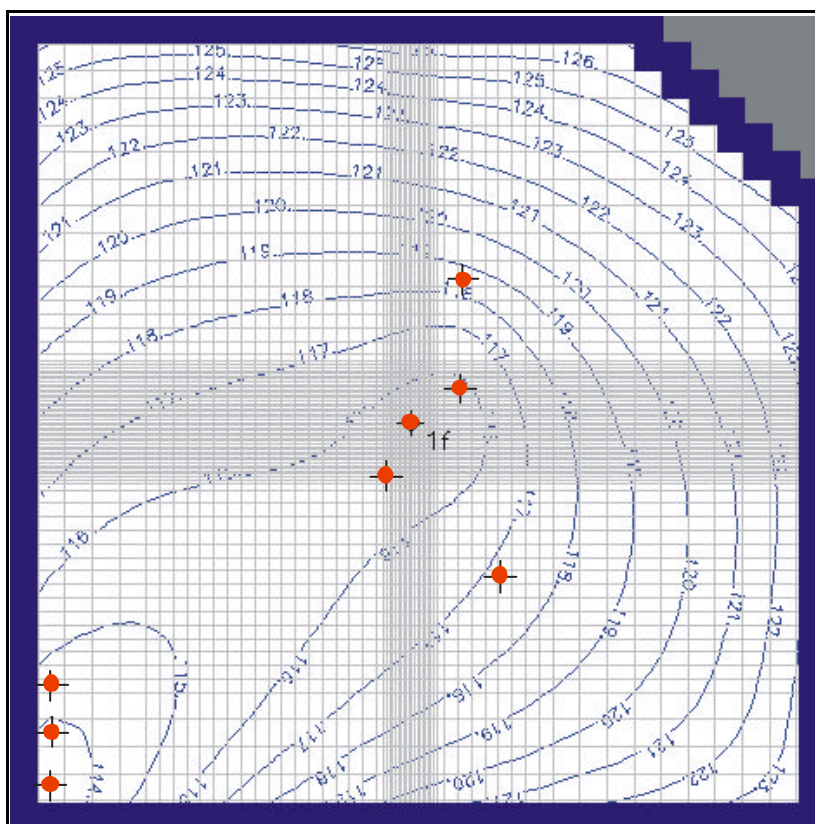
EOV Y1 = 841 500,

EOV Y2 = 847 500;

EOV X1 = 247 000,

EOV X2 = 253 000

A gridhálót 250 m-es cellatávolsággal készítettem el, majd a gyár közelében 100 m-re, területén 20 m-re surítottam úgy, hogy a széleken 50 m grid távolságot hagytam a fokozatos átmenet érdekében (35. ábra).



35. ábra. A modellezett talajvízszint (mBf) a fix nyomású cellák (kék) és az alsó-pleisztocén vízadót termelő kutak helyének (piros) feltüntetésével. (Szürke vonalak a gridhálót jelölik)

Mindezek alapján a kozettestet a modellezés szempontjából az alábbiak szerint tagoltam:

1. réteg: futóhomokos összlet, átlagos vastagsága 20 m
2. réteg: pleisztocén finomhomokos összlet, átlagos vastagsága 55 m
3. réteg: finom homokos, kozetlisztes összlet agyagos közbetelepüléssel, átlagos vastagsága, 60 m
4. réteg: alsó-pleisztocén homokos, durvahomokos összlet, átlagos vastagsága 55m

7.1.4 Modell paraméterek

A Debreceni Vízművek termelése által érintett rétegek potenciometrikus szintjének meghatározásával számos szerző foglalkozott (Halász 1988, Marton 1981, 2000, Székely 1988). A modellben, az említett vízbázisvédelmi tanulmányban (Marton 2000) közölt nyugalmi vízszintértékeket adtam induló paraméternek. Az első réteg peremét körbe fix nyomású cellának adtam meg. Az alsó-pleisztocén összlet nyugalmi vízszintje a talajvíz szint alatt 25-30 m-rel, a mért értékeknek megfelelően, lett meghatározva, hajtóerőt biztosítva a vertikális szivárgáshoz.

Mért szivárgási tényező értékekkel az 1-es, 4-es és részben a 2-es rétegek rendelkeztek, ezeket a tényfeltárás során mérték. A 4-es rétegekből több szivattyúteszt eredménye állt a rendelkezésemre, ezért itt az adatok mértani közepét vettem, a minta lognormál eloszlása miatt. Az agyagos összlet (3-as réteg) szivárgási tényezőjét a Debreceni Vízművek területén korábban végzett vizsgálatok alapján határoztam meg (Marton és Szanyi 1997a), majd a modell kalibrációjával véglegesítettem.

A szivárgási tényező horizontális komponensei rétegenként az alábbiak:

$$K_1 = 2,0 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

$$K_2 = 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

$$K_3 = 3,0 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$$

$$K_4 = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

A szivárgási tényező vertikális komponensének értékeit az 1., 2. és 4. rétegnél egy nagyságrenddel, míg a 3. rétegnél két nagyságrenddel kisebbnek választottam a modell kalibrálásával.

Az effektív porozitás értékét az 1. réteg esetében a talajmechanikai vizsgálatok szolgáltatják, a többi réteg esetében irodalmi adatok alapján (Kresic 1997) határoztam meg:

1.réteg $n_o = 0,3$

2.réteg $n_o = 0,25$

3.réteg $n_o = 0,2$

4.réteg $n_o = 0,25$

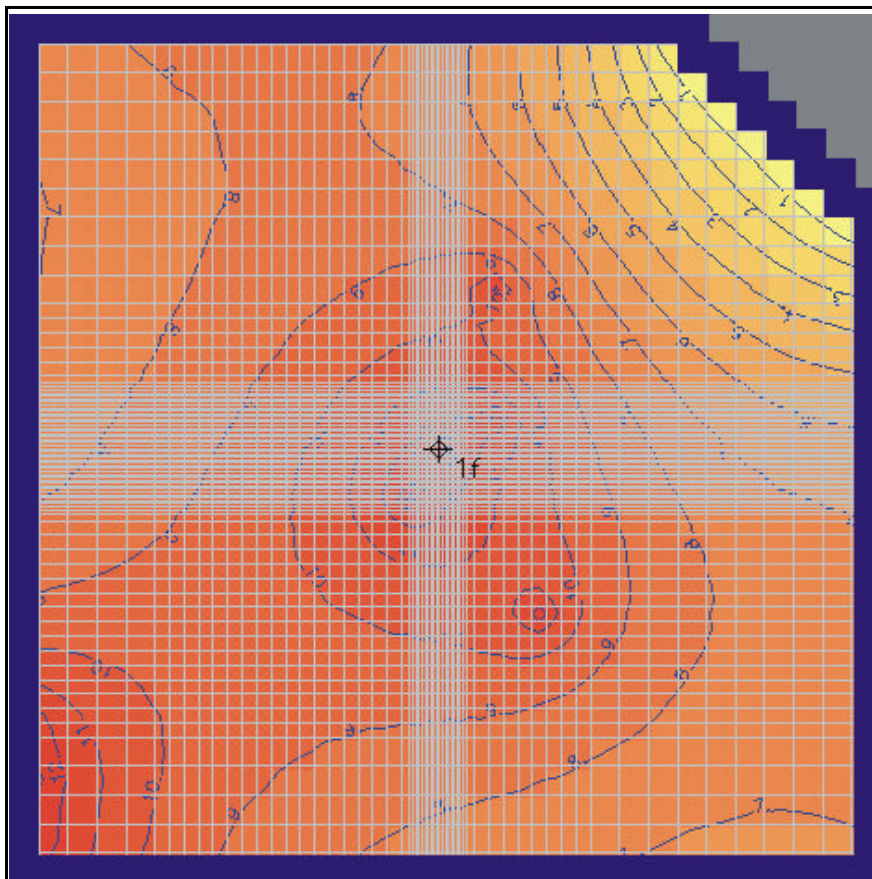
(A modellezés során a fenti értékek felét vettem alapul, a biztonság növelése céljából!)

Felszínen évi 50 mm beszivárgással számoltam, amit évi 25 mm-es evapotranspiráció csökkentett, kivéve ha a vízszint 12 m-nél mélyebben volt a felszín alatt.

A II-es vízmu területén az évi kivett vízmennyiséget 5 kút között osztottam szét, az 1999-es termelést alapul véve. A területre az I-es vízmu kútjainak valamivel több mint fele esik, ez a vízmu 3 kúttal van reprezentálva a modell területen (35. ábra).

7.1.5 A modellezés eredménye

A fenti peremfeltételekkel és paraméterekkel, Processing Modflow programmal, lefuttatott stacionárius (állandósult állapotú) modell a mért talajvízszinttel kevesebb, mint 5%-kal tért el a gyár környezetében (35. ábra). A peremeken vízszint adat nem állt rendelkezésemre az összehasonlításhoz. A vízmuves réteg (4. réteg) leszívási értékeit a 36. ábra mutatja.

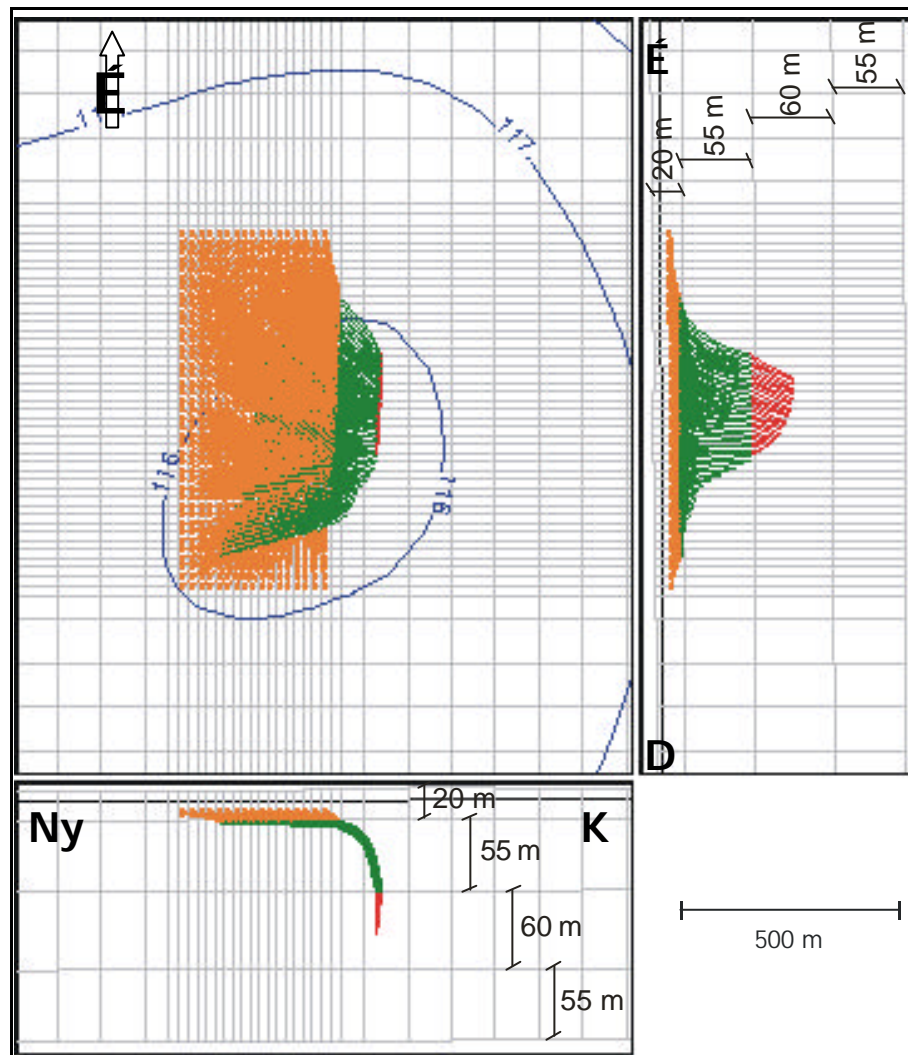


36. ábra. Leszívás mértéke az alsó-pleisztocén összletben

Vizsgáljuk meg, hogyan terjed a szennyezettségi határértéknél 5 nagyságrenddel nagyobb koncentrációban található triklóretilén a modellezett víztestben! A szabadfázisú oldószer szivárgása a víznél kisebb dinamikus viszkozitás (0,57) és nagyobb térfogatsúly (1,462 g/ml) miatt annál arányosan gyorsabb, és a talajvízzel telített zónán át is lefelé mutat. Ugyanakkor telítetlen beszivárgási zónában az 1 Hgmm-nél nagyobb parciális nyomású oldószerek (triklóretilén=58,7 Hgmm) a talajhézagokat teljesen kitöltik, kialakul egy felfelé ill. oldalra irányuló páradiffúzió, mely lehetővé teszi a triklóretilén migrációját a felszínre. A gyár területén a talajvízszint mélyen található, tehát a triklóretilénnek mindkét irányú mozgásra lehetősége van. A talajvíz alatti szennyezés transzportot a triklóretilénnek a vízben való jelentős oldékonysága is segíti (vízoldhatóság = 1000 mg/l).

Ha az üledékes test tulajdonságait ismerjük, a szennyezőforrás helyének és a szennyezés intenzitásának ismeretében kereshetjük a terjedést meghatározó törvényszerűségeket. Mivel jelen helyzetben sem a szennyezések pontos helyét, sem intenzitását, sem vertikális lehatárolását nem ismerjük, ezért legcélszerűbbnek

konzervatív szennyezőanyag (nem bomlik le, nem adszorbeálódik) indítása tunt az üzem területéről, hogy a feltételezhetően szennyezett területet lehatárolhassuk a további vizsgálatok céljából. Konkrétan ez azt jelenti, hogy az üzem területéről, minden 20x20 m-es cellából, részecskét indítottam 50 éves szivárgási idővel. Ennek oka, hogy a gyár közel 50 éve üzemel, és a szennyezés lehetősége a kezdetektől adott volt (37. ábra).



37. ábra. A gyár területéről indított 50 éves elérési időhöz tartozó vízárampályák nyomvonala felülnézetből ill. É-D és K-Ny szelvény mentén (3-szoros túlmagassítás; a színek rétegenként változnak; a talajvíztükör izovonala kék)

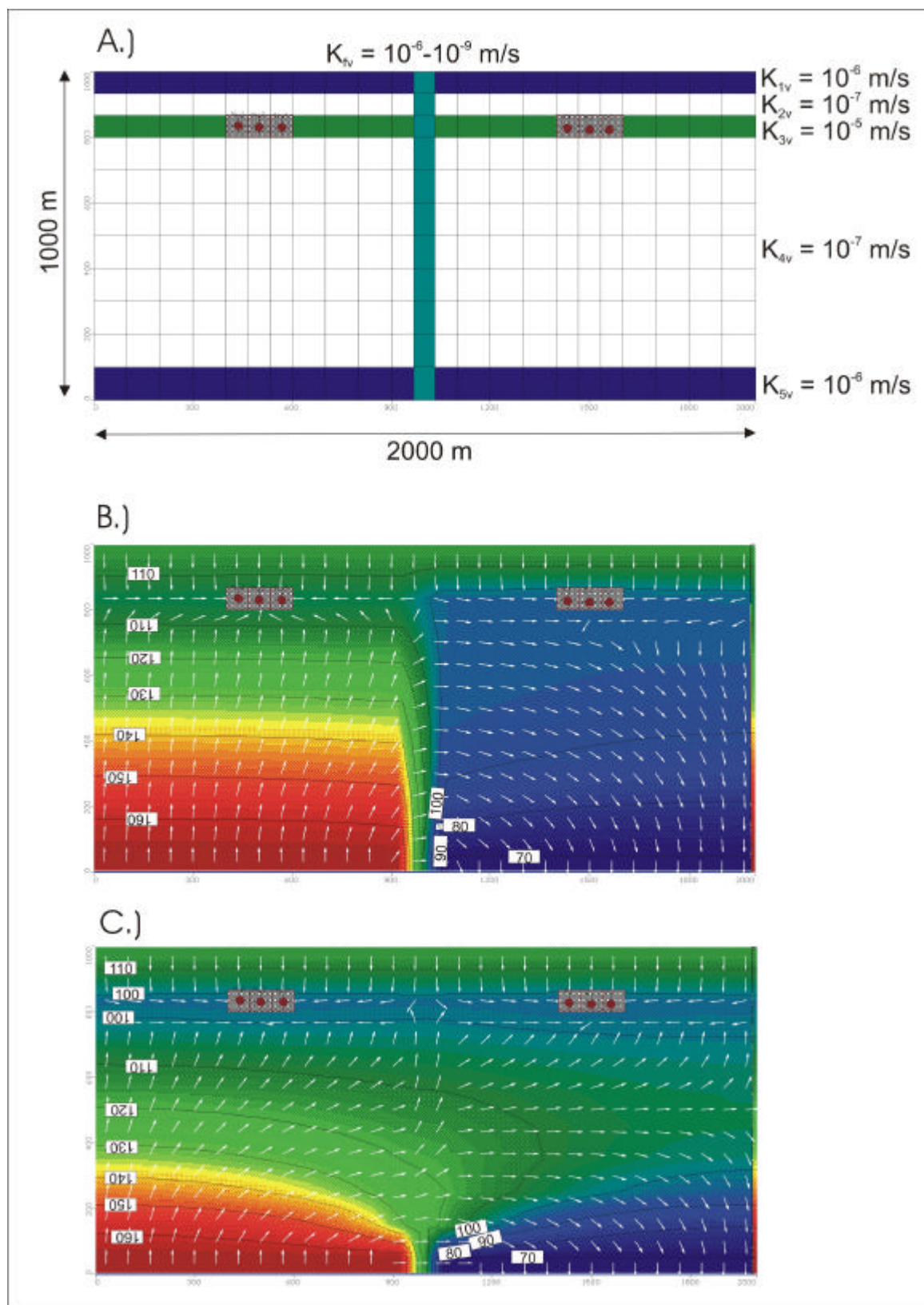
A modellezés során kétszeres biztonsági tényezővel számoltam. A 37. ábra szerint a talajvíz a regionális áramlási iránnyal közel ellentétesen, KÉK-felé áramlik, majd a 2. rétegben függőlegesen lefelé szivárog. A gyár K-i széléről indított részecskék elérik a 3. réteget is. Azaz a vízmuvek okozta depresszió, mintegy leszívja az áramló vizet az

ott lévo szennyezéssel együtt. Ezek alapján feltételezhető, hogy a szennyezés a gyár területétől horizontálisan nem távolodott 250-300 m-nél messzebbre, azonban 50-80 m-es mélységbe lejutott. A területen folyó tényfeltárás feltevésemet igazolta, 45-67 m között találták meg a szennyezés homlokfrontját. Diklór-etilénből 60 m-es mélységben a – 10/2000. KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendeletben megadott – C_2 szennyezettségi határérték (100 $\mu\text{g/l}$) több mint 30 szorosát mérték (9. táblázat).

7.2 Peremfeltétel vizsgálatok

A vázolt hidraulikai kép előállítására 2D, sematikus modellt szerkesztettem Ny-K –i irányú vertikális sík mentén. A modellezett térrész 2000x1000 m-es, 5 réteggel 38/A. ábra szerinti vertikális szivárgási tényezőkkel (a horizontális szivárgási tényezők egy nagyságrenddel nagyobbak). Az alsó és felső peremeket fix nyomásúnak (állandó hidraulikus emelkedési magasságúnak) választottam, felső: 115 mBf; alsó Ny-i fele 165 mBf, míg a K-i 70 mBf, a mért potenciometrikus szinteknek megfelelően. A két zóna között vertikális vetot tételeztem fel, melynek létre a Tóció völgyben Szeidovitz et al. (2002) utalt. Az alsópleisztocén összetett 3-3 termelő kutat helyeztem, melyek hozamának 2/3-át rétegirányú betáplálásból biztosítottam. A modell futása során a vetozóna vertikális szivárgási tényezőjét a záró ($K_v = 10^{-9}$ m/s) és közepesen vezető ($K_v = 10^{-6}$ m/s) érték között változtattam. Valószínűsíthetően a valóságban a veto bizonyos szakaszain vezető, más szakaszain torlaszoló hatású. (Ennek vizsgálata túlmutat a disszertáció keretein. A problémát elvi modellezéssel – hasonló felépítésű közetvázon – 2 dimenzióban Matthai és Roberts (1996) vizsgálta).

A modellezett áramlási kép alapján a felvett peremfeltételek mellett – a Tóció-völgytől Ny-ra fekvő terület alulról van alátámasztva, míg a K-i rész „alulról húzott” – a dominánsan „vezető veto” (38/C ábra) adja vissza jobban a megfigyelt hidraulikai viszonyokat, míg a „záró veto” (38/B ábra) feltételezése kevésbé életszerű. Ez a tény a vizsgált terület vízmérlegének számítása, a fenntartható vízkészletgazdálkodás szempontjából meghatározó (Szanyi 2004).

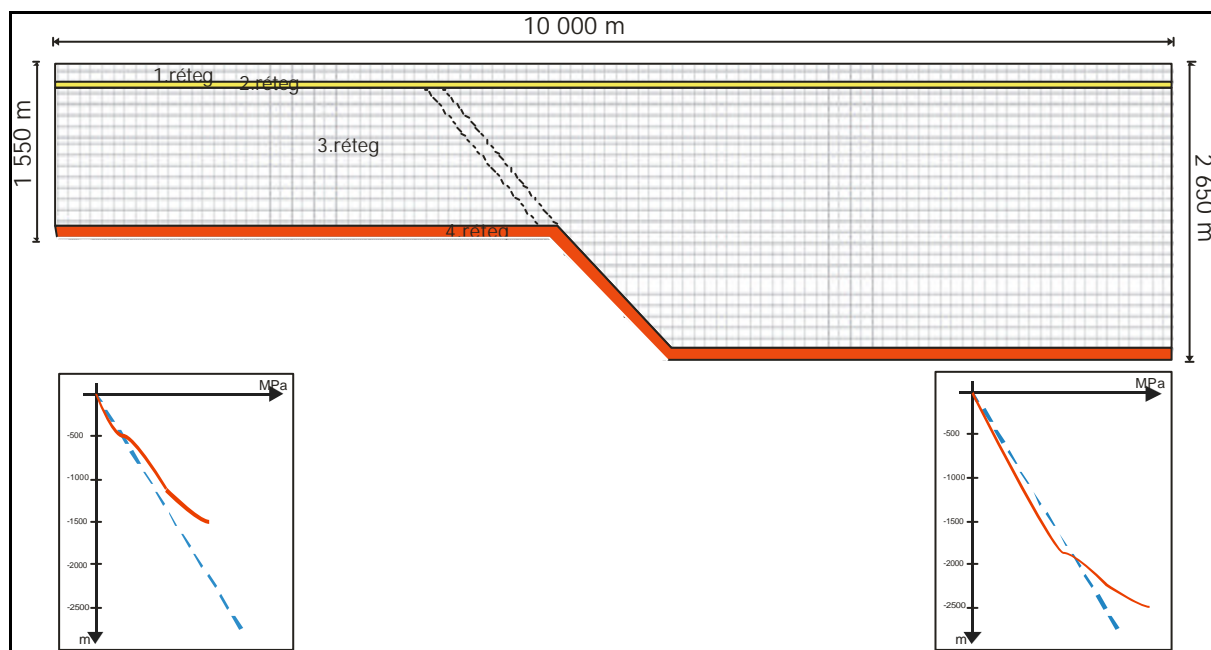


38. ábra. Elvi modell keresztmetszévé: A.) a kőzetváz vertikális szivárgási tényező értékei; B.) a szimuláció eredménye ha a törésvonal szivárgási tényezője $K_{fv}=10^{-9} \text{ m/s}$; C.) a szimuláció eredménye ha a törésvonal szivárgási tényezője $K_{fv}=10^{-6} \text{ m/s}$ (Szanyi 2004)

Összevetve a túlnyomásos és alulnyomásos területeket az aljzat morfológiájával (2. ábra) megállapítható, hogy a túlnyomásos terület az aljzat kiemelkedése fölött, míg az alulnyomásos az aljzat mélyedése fölött helyezkedik el. A nyomásanomáliák hatóinak mélységét nem ismerjük. Feltételezhető, hogy az eltéréseket a preneogén aljzat horsztjai fölött, a Kárpát-medence kompressziója miatt kialakuló túlnyomás váltja ki (Tóth és Almási 2001).

Ennek vizsgálatára aljzat közeli nyomásértékeket kerestem. A Tóctól Ny-ra 1 db-ot, míg K-re 3 db-ot találtam (10. táblázat). Az adatok alapján mindkét területen nőtt a túlnyomás. Míg a Ny-i terület már 500 m-tol túlnyomásos (14. ábra), addig a K-i rész 2000-3000 m között fordul át túlnyomásba (10. táblázat), meghaladva a 600 m-es hidraulikus emelkedési magasságot. Megvizsgáltam az új feltételekkel felépített modellben (mélyebbre szállítva az alsó határt, módosítva a peremfeltételeket), hogyan alakulnak a hidraulikai viszonyok, hogyan változnak a vízárám-pályák. Mivel a szimuláció igen kisszámú, pontszerű adaton alapul, a peremfeltételeket változtatva igyekeztem a modell érzékenységét vizsgálni.

Az új feltételekkel felállított 4 rétegu elvi modell szintén 2D, 10 km széles, Ny-i szélén 1550 m, középen kb. 60°-os lejtő mentén szélesedik 2650 m vastagságúra. A cellák 100x50 m-esek (39. ábra).



39. ábra. A 4 rétegu elvi modell generált hálójával a feltételezett törésvonalal (szaggatott vonal); két szélén a szematikus $p(z)$ profilok rajzával

A rétegek horizontális szivárgási tényező és effektív porozitás értékei:

1. réteg: $K_h=10^{-5}$ m/s, $n_o=0,25$;
2. réteg: $K_h=10^{-4}$ m/s, $n_o=0,3$;
3. réteg: $K_h=10^{-6}$ m/s, $n_o=0,2$;
4. réteg: $K_h=10^{-8}$ m/s, $n_o=0,1$

A vertikális szivárgási tényező értékek két nagyságrenddel kisebbek!

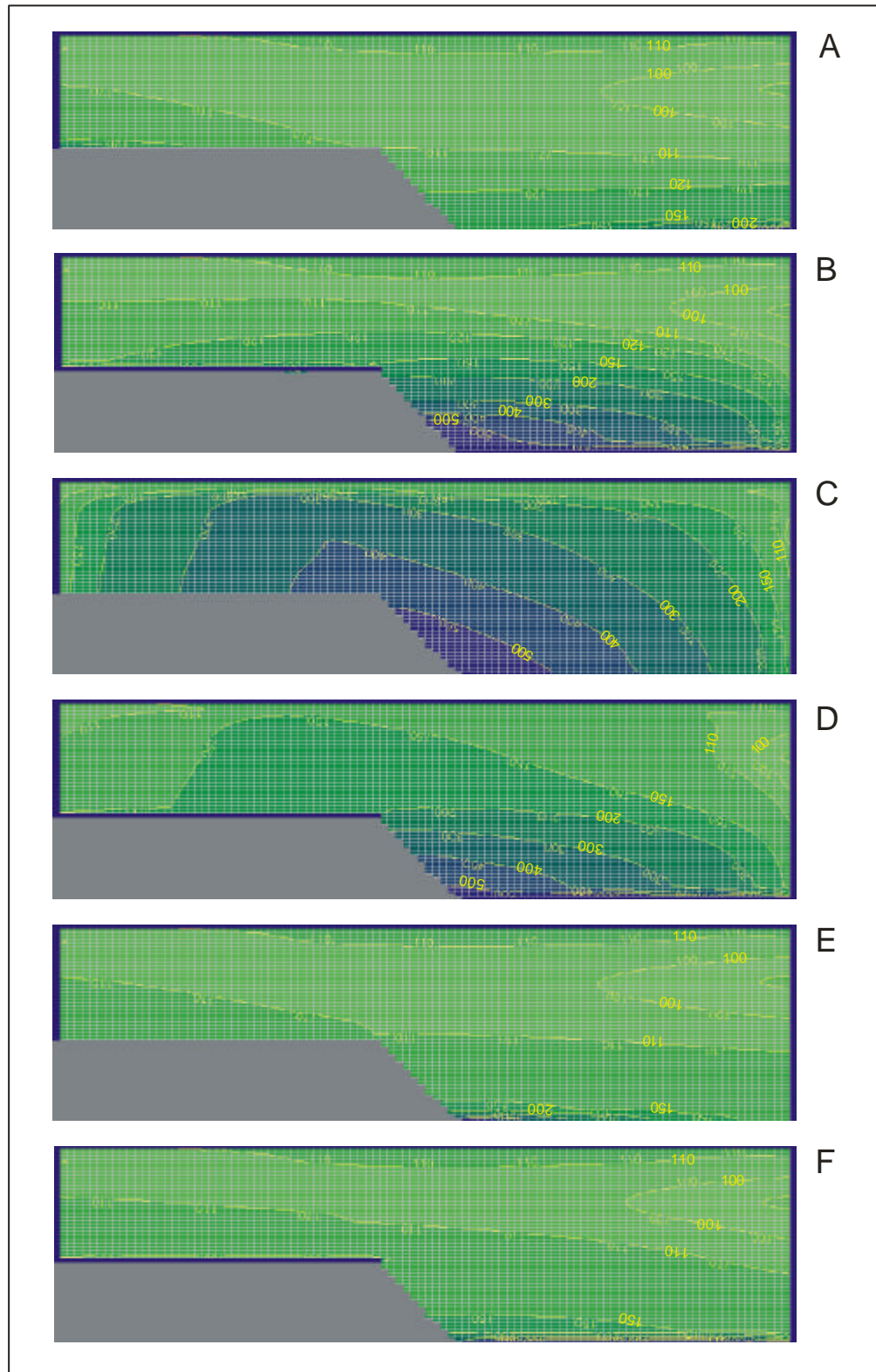
A negyedik réteg, melyben a túlnyomás van, azért kapott ilyen kicsi vertikális szivárgási tényező értéket ($K_v=10^{-10}$ m/s), mert itt a túlnyomás halmozódásához fojtó „réteg” szükséges. A törésvonal vertikális szivárgási tényező értéke $K_{fv}=10^{-6}$ - 10^{-9} m/s között, míg az effektív porozitása $n_b=0,1$ - $0,01$ között változott. A modell futása során a törésvonal hidrogeológiai paraméterein kívül a peremfeltételeket változtattam. Az alábbiakban tárgyalt mind a 6 változat stacionárius esetet mutat be.

A legfelső cellasor és az oldalsó cellák végig fix-nyomásúak voltak. A felső sorban a hidraulikus emelkedési magasság Ny-ról K felé 110 mBf-ról fokozatosan nőtt 120 mBf-re. Az oldal cellák hidraulikus emelkedési magasságai a sematikus $p(z)$ profilok jellegének megfelelően lettek megválasztva (39. ábra). Értékei a hidrosztatikus érték körül mozognak, majd a végén meredeken kezdenek a fölé emelkedni, Ny-on az utolsó cella 200, míg K-en 600 mBf hidraulikus emelkedési magassággal rendelkezik (40/A ábra). Ebben a modellváltozatban a hidraulikai viszonyok az oldalsó peremfeltételek hatását mutatják, túlnyomások csak a legalsó cellákban jelennek meg.

Ha a perem-elrendezést úgy módosítjuk, hogy a legalsó cellák fix nyomásúak, Ny-i oldalon 200 mBf, K-i szárnyon 600 mBf, akkor a túlnyomásos zóna feljebb húzódik, a potenciál egyenletesebben oszlik el a térben (40/B ábra).

Építsünk be a 40/A ábra szerinti elrendezésbe a 39. ábrán feltüntetett, a 2. rétegitartó törésvonalat $K_v=10^{-5}$ m/s, $n_b=0,1$ hidraulikai paraméterekkel! Tételezzük fel, hogy ezen a törésvonalán keresztül „szivárog” a mélyebb régiók túlnyomása, ezért a törésvonal legalsó celláját válasszuk fix nyomásúnak 600 mBf értékkel (40/C ábra). Az előző modellváltozathoz képest, a beépített „kiváló vezetőképességű csatornán” keresztül nagy területen szétterjed a túlnyomás.

Ha a törésvonalat a 40/B ábra szerinti elrendezésben illesztjük be (az alsó cellák túlnyomásosak) és effektív porozitását $n_b=0,01$ -nek választjuk, akkor a túlnyomás továbbra is jelentős területen terjed szét, de értéke lényegesen kisebb (40/D ábra).



40. ábra. Elvi modell számított potenciometrikus szintjei a fix nyomású cellák feltüntetésével (vastag kék vonal); A) felső és oldalsó perem fix; B) alsó cellák is fixek, K -en 200, N_y -on 600 mBf; C.) vezető törésszóna $K_v=10^{-5}$ m/s, $n_0=0,1$ a 41. ábra szerint, túlnyomás csak a veto alján; D) túlnyomás mint B esetben, törésszóna eff. porozitása $n_0=0,01$; E) rosszul vezető törés $K_v=10^{-9}$ m/s, $n_0=0,1$ peremfeltételek mint C esetben; F) törés mint F esetben, peremfeltétel D szerint

Ha az utolsó két szimulációban (40/C, 40/D) a törésvonalat rossz vezetőképességgel ruházzuk fel, $K_v=10^{-9}$ m/s, akkor a túlnyomásos zóna igen kis területre koncentrálódik (40/E, 40/F ábrák); a hidraulikai kép a kiindulási szimuláció (40/A ábra) eredményéhez válik hasonlatossá. Az előbbi esetben (40/E ábra) a beszivárgás mélysége nagyobb, mint az utóbbiban (40/F ábra).

A szimulációk alapján megállapítható, hogy a peremelrendezések alapján a „fojtóréteg” következtében felhalmozódó túlnyomás (alsó cella fix) egyenletesebb nyomáseloszlást generál (40/B, D, F ábrák), mint az egyedi, „egy cella méretű” túlnyomások (40/A, C, E ábrák).

A törésvonal vezetőképessége alapvetően módosítja a hidraulikai képet. Jól vezető, a túlnyomásos területtel kapcsolatban lévő, törésvonalán keresztül szinte „felpumpálódik” a törésvonal távolabbi környezete, lényegesen csökkentve ezáltal a beszivárgási zóna mélységét (40/C ábra). Rosszul vezető zóna esetén éppen fordítva, a beáramlás-feláramlás határfelülete több száz méterrel lejjebb vándorol.

A bemutatott modell nem számol a vízkivétellel és a tényleges beszivárgás helyett fix nyomású cellát alkalmaz. Mégis a hidraulikai viszonyok ismeretében feltételezhető, hogy a 3D regionális modell a 40/B és 40/D esetek kombinációjából épülhet föl, a törésvonal megfelelő parametrizálásával.

VIII. EPILÓGUS

A Nyírségben és a Dél-Alföldön végzett hidrogeológiai vizsgálataim alapján ebben a fejezetben foglaltam össze azokat a feladatokat, intézkedési javasokat, melyeket a felszín alatti vizeink védelmében fontosnak tartok.

- A felső 10 m-ben játszódnak le azok a folyamatok (beszivárgás, párolgás) amelyek egy adott terület vízháztartását legintenzívebben befolyásolják. Ez a tartomány érzékszerveinkkel jól vizsgálható; tapintható, szagolható, szétszedhető, összerakható, mégis óriási bizonytalansággal tudjuk csak jellemezni! A lejátszó folyamatok pontosabb megismerése beáramlási területeken különösen fontos.
- Regionális rendszereket igen gyakran szemeloszlásból becsült szivárgási-tényező/transzmisszivitás értékkel jellemezünk. Ha készülnek szivattyú tesztek, általában rövid idejűek; nem adnak választ az egymásba ágyazott áramlási rendszerek közötti kapcsolatokra. Azaz nem abban a dimenzióban történik a mérés amiben maguk a folyamatok zajlanak.
- A becsült paraméterek bizonytalanságának és ezzel az egész modell bizonytalanságának meghatározására kevés gondot fordítunk. Jelentős lépéshátránnyal alkalmazzuk a korszerű mat. statisztikai, geostatisztikai, geomatematikai módszereket. Ezek az ismeretek a jogalkotásba és a hatósági gyakorlatba szivárognak át a leglassabban.
- A szennyeződés terjedésének nyomon követésében is felfedezhető a határozatlansági elv: ha tudjuk hol van a szennyezés forrása nem tudjuk pontosan hol lesz adott idő elteltével és fordítva, ha tudjuk hol van szennyezés a felszín alatti vízben, nem tudjuk pontosan honnan és mikor indult. Így a várható szennyező forrás ismeretében sem tudunk olyan talajvízfigyelő rendszert kiépíteni, amely a vízzel telített zóna elérését azonnal jelzi. Ezért a felszín alatti víz monitoring rendszer önmagában nem elegendő a víztesteket (water body) veszélyeztető szennyezések kimutatására. Az ellenőrző rendszert ki kell egészíteni

a háromfázisú zónában lejátszódó bio-geokémiai folyamatok vizsgálatával pl: talajlevegő összetételének mérése, a szennyezőanyag lebontó baktériumok faj- és egyedszámának kontrolálása. Így az előtt beavatkozhatunk mielőtt a szennyezés elérné a vízzel telített zónát.

- A „fenntarthatóság” fogalma frázissá vált, többnyire anélkül használjuk, hogy definiálnánk. A fenntartható vízkészlet-gazdálkodás elvét véleményem szerint hidraulikai alapon lehet megtölteni: ha a nyugalmi vízszint adott érték alá csökken korlátozni kell a termelést, újabb határérték átlépése után beszüntetni. Ezzel vízáramlási rendszerek közötti kapcsolatokat tudjuk szabályozni anélkül, hogy a kapcsolatot létrehozó folyamat működési mechanizmusát pontosan ismernénk. (A hidraulikus folytonosság akkor is „működik” mikor még nem is számítunk rá!) Ez persze nem jelenti, hogy ne kellene a rendszer jobb megismerésére törekedni! Sőt, a küszöbértékek megállapításához az egymásba ágyazott áramlási rendszerek alapos ismeretére van szükség.

- Összefoglaló megállapításom szerint a vízkészlet gazdálkodásban gyökeres szemléletváltozásra van szükség! Változtatni kell a hatósági gyakorlatot, a vízkészlet statikus felosztása nem vezet eredményre. Ehhez folyamatos adatgyűjtésre és értelmezésre van szükség, valamint a futó modellek aktualizálására. A folyamat vezérlését egy eromu irányítórendszeréhez hasonlóan kell megszervezni (visszacsatolás). A rendszer működéséhez elengedhetetlen egy egységes földtani, hidrogeológiai adatbázis létrehozása.

A változtatás szükségességét az Európai Unió Vízkövet Irányelve is rögzíti, mely szerint a víztesteket 2015-ig „jó állapotba” kell hozni, azaz ismert legyen az utánpótlódás mechanizmusa és el kell érni, hogy a szennyezőanyag koncentráció komponensenként adott határérték alatt maradjon – (Council Directive 2000/60/EC).

- Végül, de nem utolsósorban a – hazai szakmai közéletben – gyakran vezet félreértésekhez, vagy generál fölösleges indulatokat a fogalmak pontatlan használata, az angol kifejezések magyar megfelelőinek definiálatlansága, elterelve a figyelmet az érdemi problémák megvitatásáról. Szükség lenne a véleménykülönbségek tisztázására, hogy rendezhessük közös dolgainkat.

IX. ÖSSZEFOGLALÁS

Disszertációmban arra kerestem a választ, milyen hatással van az alsó-pleisztocén vízmuves réteg termelése a természetes környezetre, hogyan változtatja meg a kialakult áramlási rendszert. Mintaterületként Debrecen térségét választottam, ahol több mint 100 éve, fokozódó ütemben folyik az ivóvízellátást szolgáló felszín alatti víztermelés. Mértéke a csúcsidőszakban, 1986-ban, elérte az évi 20 millió m³ -t. A probléma jelentőségét növeli a vízmuvek által körbefogott területen felismert, súlyos környezetszennyezés. Munkámat, a Nyírségben több mint egy évszázad alatt végzett kutatások adataira alapoztam.

A terület negyedkori üledéksorát egyszerűsítve három vízadó rétegcsoporthal lehet jellemezni:

1. a regionális kiterjedésű alsó-pleisztocén „vízmuves” réteg;
2. a középső-pleisztocén vízadó réteg;
3. a felső, nyitott vízadó réteg.

A vízadókat közbetelepült agyag, agyagos homok rétegek választják el egymástól. A negyedidőszaki összlet az agyagos kifejlődésű pliocén fekvén helyezkedik el.

A víztest (water body) megismerése céljából elsőként, a hidrogeológiai adottságokat vizsgáltam. A 3D kezdetű szimuláció alátámasztotta, hogy az alsó-pleisztocén összletben egy ÉK-DNy-i irányú nagy vízáteresztő képességű „csatorna” húzódik. Ezt csapolják meg a vízmuvek kútjai. Az üledékes test modellezése során rámutattam, hogy az I-es és II-es vízmu között húzódó szerkezeti vonal vetoként értelmezhető. Felismerésemet a geofizikai vizsgálatok is megerősítették.

Hidraulikai adatok alapján igazoltam, hogy a víztermelés előtti természetes állapotban a pleisztocén összletek potenciometrikus szintjei a talajvízszinttel közel azonosak voltak, legfeljebb néhány méteres eltérést lehetett kimutatni. Azaz a vizsgált terület, természetes állapotában a Nyírségi regionális áramlási rendszer átmeneti területe lehetett. A víztermelés következtében a terület rezsímjellege

megváltozott, táp területté vált. 1950-hez képest 1986-ra, a hidraulikus gradiens 3,6 – 4 szeresére növekedett, vízmuvenként eltérő mértékben.

A negyedidoszaki rétegsort hidrosztratigráfiailag 3 vízáadó és 2 vízlassító rétegre bontottam. A figyelőkutak nyugalmi vízszint idosorai feltárták a vízlassító rétegek potenciometrikus szint csökkenő hatását. E szerint a csökkenés jelentős részéért a 60-80 m közötti vízlassító réteg a felelős. A bemutatott idosorok egyértelműen bizonyították, hogy a felső-pleisztocén összlet egységes, összefüggő víztestet tárol.

A talajvíz felszín alatti mélységét vizsgálva a II-es vízmu területe alatt talajvízteknot találtam, amely 4-6 m-rel bizonyult mélyebbnek a környező talajvízállásnál. Az I-es vízmu és a Konzervgyári kutak alatt is tapasztaltam talajvízszint csökkenést, de kevésbé markánsan.

A mélységi víztermelés talajvízszintre gyakorolt hatásának kimutatására összevettem a talajvízállás-idosorokat a rétegvíz termelési adatokkal. Feltételeztem, hogy a két változó között késleltetett egymásrahatás van. A keresztkorrelációs vizsgálatok eredményeként 1971-1997 közötti idoszakban a II-es vízmu termelésének hatása a vízmuhoz közeli talajvízkút vízszintjének alakulásában 3 év, a távolabbiban 5 év késleltetéssel jelentkezett, 95%-os szignifikancia szinten. A másik két vízmu esetében ilyen összefüggés nem volt kimutatható.

Kapcsolatot kerestem a talajvíz évi közepes szintje és a téli félév csapadéka között. Eredményeim alapján az adott év téli csapadékösszege és az éves középvízállás között nem lehetett korrelációs kapcsolatot kimutatni. De ha a vízállás téli növekményeit, a november-április hó közötti emelkedés mértékét kapcsoltam össze a téli csapadékösszeggel, akkor jó korrelációs együtthatókat kaptam.

Meghatároztam Debrecen térségében a vízkivétel miatti térszínsüllyedés nagyságát, fuzzy aritmetika alkalmazásával. E szerint az alsó-pleisztocén vízáadó és a fölötté elhelyezkedő vízlassító együttes süllyedésének mértéke a vízkivétel centrumában: 0,27 m és 1,08 m között valószínűsíthető, legvalószínűbb 0,42 – 0,71 m közötti tartományban. Véleményem szerint elegendő idő állt rendelkezésre a számított tömörödéshez.

A II-es vízmu mellett történt súlyos környezetszennyezés következményeinek feltárására elkészítettem a szennyezés terjedésének hidrodinamikai modelljét. Számításaim szerint a vízmuvek okozta depresszió, mintegy leszívta az áramló vizet a szennyezéssel együtt. Ezek alapján feltételeztem, hogy a szennyezés a forrás területétől horizontálisan nem távolodott 250-300 m-nél messzebbre, azonban 50-80 m-es mélységbe is lejutott. Számításaimat a később lemélyített fúrások mintázása során nyert vízkémiai adatok igazolták.

A modellezésből levont következtetéseket általánosítva, megvizsgáltam az alsó peremfeltétel szerepét a szimulált áramlási térre. A nyomás-mélység profilok alapján felvett peremfeltételekkel futatott modellek szerint a Tócsa-völgytől Ny-ra fekvő terület hidraulikailag alulról „alá van támasztva”, míg a K-i rész „alulról húzott”. A modell K-i és Ny-i fele között a dominánsan vezető víz adja vissza jobban a megfigyelt hidraulikai viszonyokat, míg a záró víz feltételezése kevésbé életszerű. Ez a tény a vizsgált terület vízmérlegének számítása, a fenntartható vízkészlet-gazdálkodás szempontjából meghatározó. Megállapítottam, hogy a törésvonal vezető- és átteresztőképessége alapvetően módosította a hidraulikai képet. Jól vezető, a túlnyomásos területtel kapcsolatban lévő, törésvonalán keresztül szinte „felpumpálódott” a törésvonal távolabbi környezete, lényegesen csökkentve ezáltal a beszivárgási zóna mélységét. Rosszul vezető zóna esetén éppen fordítva, a beáramlás-feláramlás határfelülete több száz méterrel lejjebb vándorolt.

A kapott eredményeket alátámasztottam az eddig ismertetett eljárásoktól független vízkémiai értelmezéssel, melyhez a „Vízbázis Védelmi Program” keretében, 1999-ben, végzett mintázások adatait használtam fel. A Nyírség és Hajdúság eltérő földtani felépítését, a szerkezeti vonal szerepét az ammónium és nátrium ionok vízmuvenként eltérő aránya bizonyította. Mindhárom vízműtelep kútjainak vizére jellemző volt a viszonylag kis oldott anyag tartalom. A vízmozgás irányát a Na ill. Ca+Mg koncentrációk mélységfüggése alapján meg lehetett határozni. Az I. és II. vízmu vizei hasonló eredetűnek adódtak; a Ca-Mg hidrokarbonátos vizek felszín irányából történő utánpótlódást valószínűsítettek. A IV. vízmu nagyobb Na és kisebb Ca+Mg koncentrációja viszont a víz hosszabb idejű felszín alatti tartózkodását, ioncsere lejtásváltozását jelezte. A trícium mérések alapján megállapítottam, hogy a vízadó rétegek között közvetlen kapcsolat van, az átszivárgás biztosított, ami részben

emberi beavatkozás következménye. A víztest vertikális irányú elmozdulását igazolta a ^{14}C koncentrációknak a vízmuvek centruma felé való növekedése, azaz a számított vízkörök áramlási irányba csökkentek.

Összefoglalva: bizonyítottam, hogy a II-es vízmu területén a talajvízszint csökkenésében a vízmuvek termelésének kimutatható szerepe van. Ennek látható jeleként a II-es vízmu környezetében a középkorú tölgyeseknél megindult a fák csúcsszáradása, mely jelenség a IV-es vízmu környezetében nem volt tapasztalható. Az Erdészeti Kutató Intézet 15 éves vizsgálata alapján gyep, szántó és erdő területeken nem különbözött a talajvízszint változása, tehát az erdőműveléssel sem hozható összefüggésbe a talajvízszint süllyedése (Járó és Sitkey 1995).

Véleményem szerint fenntartható vízkészlet-gazdálkodást csak akkor folytathatunk, ha a szabályzókat hidraulikai alapon definiáljuk. Ez egyenes következménye a hidraulikus folytonosság elvének.

SUMMARY

The primary goal of the dissertation is to evaluate the relationships between the pumped lower Pleistocene aquifer and the natural environment, and how pumping influences the groundwater flow system.

The study area (South Nyírség) is situated in the North-East part of the Great Hungarian Plain, in the vicinity of Debrecen city. Most of the area is built up by alluvial and fluvial deposits. The elevation of the study area ranges from 100 m up to 150 m. The uplifted center of the Nyírség hills to the North-East is the main groundwater recharge area. On the study area groundwater is used for drinking, industrial activities and in a small proportion for irrigation. During the peak output, in 1986, from four waterworks the total water use was estimated to be approximately 20 million m³/year in Debrecen city. The groundwater withdrawal was concentrated on waterworks 2, close to which a pharmaceutical plant was constructed in 1952. During the operation of the factory dangerous products were disposed until 1970s. By this activity a serious contamination, which can be located only with difficulties at present, had been caused.

Three aquifers were identified in the Quarternary sediments based on the lithologic stratigraphic and hydraulic characteristics of the rock framework. The aquifers consist of unconsolidated sedimentary formations, predominantly sands, which are separated by clay and clayey sand aquitards.

The aquifers: 1.) Upper aquifer (unconfined)
2.) Middle Pleistocene aquifer (confined)
3.) Lower Pleistocene regional aquifer (confined)

The depth of the third aquifer, the focus of the groundwater withdrawal, is from 120 m up to 220 m. This study is based on last century research data.

I have detected a North-South fault zone structure between waterworks 1 and 2, which divides vertically the lower Pleistocene aquifer. Because of the vertical movement along the fault zone the West side of the Lower Pleistocene aquifer is situated upper with 30-40 meters than the East side. The fault can be traced down to the pre-Neogen basement. Above this fault zone the Tóció valley sets the boundary plane of two geographical regions: Nyírség and Hajdúság. This was proved by geophysical investigations. I have demonstrated with a 3D geostatistical model that the sandy layer above the aquifer is thicker in the centre part of the recharge area.

Based on time series data, I have detected a 75-80 meter thick water body in which the hydraulic head changes uniformly with only a few centimeter difference within this interval. This means that the clayey sediments between 16-20 meters have no hydraulic barrier role.

I have demonstrated with the help of pressure-elevation profiles the different hydraulic conditions of pre Quarter sediments on the two sides of the Tóció valley. I have observed that the West zone is overpressured already from a 500 m depth, contrary to the East side where overpressure appears below 2000 m only. The Quarternary sediments have the same hydraulic condition, nevertheless, the pressure on both side of the Tóció valley is 1 MPa/km less than the hydrostatic pressure.

I have found that there is a delayed relationship between water withdrawal from the Lower Pleistocene aquifer and the Upper Pleistocene unconfined groundwater level. In case of waterworks 2 the delayed effect of exploitation on the unconfined water level is 3-5 years, depending on the distance of the monitoring well from waterworks 2. Concerning the other waterworks I haven't found any connection like this. I haven't found correlation between the sum of winter precipitation and the average unconfined water level data either. However, if the winter time increase of the unconfined water level data is compared to the sum winter precipitation a significant correlation can be found.

I have determined the value of landsubsidence due to groundwater exploitation with fuzzy arithmetics. I have found that the landsubsidence in the centre of groundwater exploitation is between 0,27 and 1,08 m, but the most probable value is

in the interval of 0,42 – 0,71 m. I have assessed that there was enough time to the development of the calculated compaction. The use of fuzzy arithmetics is advantageous for landsubside, as it considers uncertainty very well.

I have investigated the origin of groundwater in the surroundings of waterworks by applying the hydrochemical data of the Groundwater Protection Project in 1999. The identical origin of the groundwater of waterworks 1 and 2 is proved by Na and Ca+Mg ion concentrations. The Ca-MgHCO₃ type waters indicate that waters come from ground surface. The higher Na and lower Ca+Mg ion concentration of waterworks 4 shows that the water have spent longer time underground, so ion exchange could be probable.

I have determined the horizontal and vertical extension of a complex contamination around waterworks 2. According to my hydrodynamic model, the contamination has not filtrated horizontally farther than 250-300 m from its source, however, vertically it could reach at a 50-80 m depth due to the depression caused by water extraction. Therefore the argillaceous sediments at the depth of 14-20 m have not been able to protect the deep aquifers from the contamination. My statement has also been confirmed by tritium isotope and hydrochemical analyses.

I have generalized the conclusions made during modeling, and investigated the role of lower boundary in the simulated groundwater flow. I have also demonstrated that it is necessary to consider the hydraulic ability of base sediments when defining the lower boundary. This is particularly true in terms of an overexploited layer and places next to a compression zone boundary. I have observed that the conductivity of fault zones which cross the lower boundary have fundamentally modified the flow space. According to the model of groundwater flow, the study area lying West of the Tóció valley seems "to be propped up" from downward while the Eastern part seems "to be pulled". This factor is very important in terms of waterbudget calculations and the maintenance of sustainable exploitation.

In all, I have managed to prove that the exploitation made at the waterworks has a detectable role in the water level decrease at waterworks 2. As a well visible outcome of this, in the vicinity of waterworks 2 the top of oak trees started to crisp.

However, this phenomenon has not occurred next to waterworks 4. On the basis of a 15 year long investigation of the Forest Research Institute, the change of the water table did not differ neither on meadows nor on plough-lands or forests. Thus, there is no relation between wood-lands and water table decrease (Járó and Sitkey 1995).

In my opinion, sustainable water management can be maintained only in case the regulations are defined on a hydraulic basis. This is a direct result of the principle of hydraulic continuity.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Hálával tartozom Marton Lajosnak, Tóth Józsefnek és Varsányi Zoltánnénak, a több éves együttműködésért, a konzultációkért, az átadott tudásukért.

Melegen köszönöm Geiger Jánosnak a 3D kozetttest modellezésben nyújtott segítségét, építő kritikáit.

Külön köszönet M. Tóth Tivadarnak kritikai észrevételeiért, bátorításáért, több mint 15 éves barátságáért.

Köszönet illeti Almási Istvánt távolból jött hasznos tanácsaiért, az adatok rendszerezésében nyújtott segítségéért.

Köszönöm:

kollegáimnak, a Magyar Geológiai Szolgálat munkatársainak türelmét, Kucsora Sándor empátiáját;

a Tiszántúli Vízügyi Igazgatóság munkatársainak, a BLOKÖR Kft.-nek és Papp Lajosnak (MGSz) készséges együttműködését az adatszolgáltatásban, információ szerzésben;

az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kozettani Tanszékének, hogy befogadott;

diákjaimnak és mindazoknak az együttműködését, akik disszertációm elkészítésében segítségemre voltak.

Hálásan köszönöm Családomnak: szüleimnek, feleségemnek, fiaimnak a kitartását, a bátorítását és a lehetőséget, hogy a disszertációt elkészíthettem.

IRODALOMJEGYZÉK

- ALMÁSI, I. (2001): Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. PhD thesis, University of Alberta, Canada, 312 p.
- APPELO, C. A. J. és POTSMA, D. (1993): Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- BADA, G. és HORVÁTH, F. (1998): A Pannon-medence jelenkori tektonikája. Term. Világa, 129.évf, II. külön szám, pp. 18-24.
- BÁRDOSSY, Gy., FODOR, J., MOLNÁR P., TUNGLI, Gy. (2000): A bizonytalanság értékelése a földtudományokban. Földtani Közl. Vol.130. 2., pp. 291-323.
- BENDEFY, L. (1968): Debrecen városi belsősége süllyedésének hidrogeológiai vonatkozásai. Hidr. Közl. 48.évf. 12.sz pp. 549-559.
- BLAKELY, R.J. és SIMPSON, R.W. (1968): Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. Geophysics, vol. 51, pp. 1494-1498
- BORSY, Z. (1954): Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg-Szatmári síkságon. Földrajzi Értesítő. pp. 270-280.
- BORSY, Z. (1961): A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 227 p.
- BORSY, Z. (1964): A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei. Földrajzi Közlemények pp. 293-308.
- BUSA FEKETE B., HEGYI R., SZANYI J. (2004): Hydrogeological Aspects of Fehér Lake (Kardoskút, South Hungary). Acta Miner.-Petrog. Szeged (in press).
- CARRILLO, N. (1948): Influence of artesian wells in the sinking of Mexico-City. Proc. 2nd Intern. Conf. Soil Mech. And Found. Eng. vol.5, pp. 156-159.
- CARRILLO-RIVERA, J.J. (2000): Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semiarid basins, Mexico. Hydrogeology Journal, vol.8, pp. 503-520.
- CHEN, C., PEI, S., JIAO, J.J. (2003): Land subsidence caused by groundwater exploitation in Suzhou City, China. Hydrogeology Journal, Vol.11. pp. 275-288.
- CHIANG, W.H. és KINZELBACH, W. (2001): 3D-Groundwater modeling with PMWIN. Springer-Verlag, Berlin, 346 p.
- CORBET, T.F. és BETHKE, C.M. (1992): Disequilibrium fluid pressures and groundwater flow in the Western Canada Sedimentary Basin. Journ. Geophys. Res. 97. pp. 7203-7217.

- Council Directive 2000/60/EC: Establishing a framework for Community action in the field of water policy.
- CUSTODIO, E. (2002): Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal*, Vol.10, pp. 254-277.
- CSAPÓ, G. (1999): Felszínmozgások komplex vizsgálata Debrecen környékén felsorendu szintezések alapján. T 031875 sz. OTKA pályázat kutatási terve, Budapest
- DEUTSCH, C.V. és JOURNEL, A.G. (1992): *GSLIB, Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford Univ. Press, New York, 336 p.
- DOMENICO, P.A. és MIFFLIN, M.D. (1965): Water from low permeability sediments and land subsidence. *Water Resources Res.* Vol.4, pp. 563-576.
- DOMENICO, P.A. és SCHWARTZ, F.W. (1998): *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley & Sons, Inc. Second edition, 506 p.
- ERDÉLYI, M. (1960): A Hajdúság vízföldtana. *Hidr. Közl.* 40.évf. pp. 90-105.
- ERDÉLYI, M. (1962): Beszámoló a mélységbeli vízkészlet feltárásához és készletszámításához: a Nyírség, Szatmár és Hajdúság teljes hidrogeológiai feldolgozása és értékelése. Budapest, VITUKI (kézirat)
- ERDÉLYI, M. (1975): A Magyar Medence hidrodinamikája. *Hidr. Közl.* 55.évf, 4.sz, pp. 147-156.
- ERDÉLYI, M. (1979): A Magyar Medence Hidrodinamikája; *Hydrodynamics of the Hungarian Basin*. VITUKI Közlemények 18. Budapest, pp. 4-82.
- FANG, J.H. és CHEN, H.C. (1990): Uncertainties are better handled by fuzzy arithmetic. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 74, pp. 1228-1233.
- FERNANDEZ, F. és QUIGLEY, R.M. (1985): Hydraulic conductivity of natural clays permeated with simple liquid hydrocarbons. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 22, pp. 205-214.
- FETTER, C.W. (1972): The concept of safe groundwater yield in coastal aquifers. *Water Res. Bull.* 8., pp. 1173-76.
- FETTER, C.W. (2001): *Applied Hydrogeology* (4th ed.). Prentice-Hall, Inc., p. 598.
- FREEZE, R.A. és WITHERSPOON, P.A. (1966): Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow: 1. Analytical and Numerical Solutions to the Mathematical Model. *Water Resources Research* 2 (4), pp. 641-656.

- FREEZE, R.A. és WITHERSPOON, P.A. (1967): Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow: Effect of Water-Table Configuration and Subsurface Permeability Variation. *Water Resources Research* 3 (2), pp. 623-634.
- FREEZE, R.A. és CHERRY, J.A. (1979): *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, xvi, 604 p.
- GAMBOLATI, G. és FREEZE, R.A. (1973): Mathematical simulation of the subsidence of Venice. 2. Results. *Water Resour. Res.* 10 (3) pp. 563-577.
- GEIGER, J. (2003): A pannóniai Újfalui („törteli”) Formációban lévő Algyó-delta fejlődéstörténete-I; Az Algyó-delta környezeteinek 3-D modellezése. *Földt. Közl.* 133/1, pp. 91-112.
- GRENERCZY, GY., KENYERES, A., FEJES, I. (2000): Present crustal movement and strain in Central Europe inferred from GPS measurements. *Journ. of Geophys. Research*, vol.105, pp. 21835-21846.
- HALÁSZ, B. (1975): A rétegzett hidrogeológiai rendszerek sajátosságai. *Hidr. Közl.* 11.sz, pp. 505-507.
- HALÁSZ, B. (1988): Kutakhoz való nempermanens hozzáfolyás rétegzett tárolókban. *Hidr. Közl.* 4.sz, pp. 213-216.
- HALÁSZ, B. és SZÓKE, S. (1990): Konszolidációs készletek rétegzett hidrogeológiai rendszerekben. *Hidr. Közl.* 6.sz, pp. 353-356.
- HERTELENDI, E., MARTON L., MIKÓ L. (1992): Isotope Hydrological Evidence of Geomorphological Changes in Northeastern Hungary. *Proceedings of an International Symposium on Isotope Techniques in Water Resources Development*, Int. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 603-613.
- HOWARD, K.W. és Lloyd, J.W. (1983): Major ion characterization of coastal saline groundwater. *Ground Water*, 21. (4), pp. 429-438.
- JACOB, C.E. (1940): On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 22, pp. 574-586.
- JÁRÓ, Z. és SITKEY, J. (1995): Az erdő és a talajvíz kapcsolata. *Erdészeti Kutatások*, vol. 85. pp. 35-46.
- JOÓ, I. (1996): A földfelszín magassági irányú mozgásai Magyarországon. *Geodézia és Kartográfia*, 4. pp. 6-12.
- JOÓ, I., BALÁZSIK V., GYENES R. (2000): A jelenkori függőleges felszínmozgások és a Délkelet-Magyarországon végzett szeizmikus mélyszondázási adatok összehasonlítása. *Geodézia és Kartográfia*, 5. pp. 12-19.
- JUHÁSZ, J. (2002): *Hidrogeológia*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1176 p.

- JURANICS, J. (1999): A szerves szennyezőanyagok hatása agyagásvány-tartalmú képződményekre – terepi tapasztalatok. Szakdolgozat; ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tsz., 95 p.
- KÁDÁR, L. (1951): A Nyírség geomorfológiai problémái. Földrajzi Könyv és Térképtár Értesítője
- KÁDÁR, L. (1960): Az Alföld felszínének kialakulásáról. Földrajzi Közlemények, pp. 3-10.
- KARTOGRÁFIA (1985): Nagy Világtlasz, pp. 33.
- KOVÁCS, B. (2002): Hidrodinamikai és transzportmodellezés elmélete; Gyakorlati hidrodinamikai és transzportmodellezés. In: Szennyezett területek kármentesítése (ed. Szabó I.), Miskolci Egyetemi Kiadó, pp. 309-475.
- KORÖSSY, L. (1985): Az Alföld földtörténete. In: Geologica Hungarica, series 21., ed: Rónai A., Muszaki Könyvkiadó, Budapest, pp. 57-66.
- KRESIC, N. (1997): Hydrogeology and Groundwater Modeling. Lewis Publishers, New York, 461 p.
- LOHMAN, S.W. (1961): Compression of elastic aquifers. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-B, pp. 47-48.
- MAGARITZ, M. és LUZIER, J.E. (1985): Water-rock interactions and seawater-freshwater mixing effects in the costal dunes aquifer, Coos Bay, Oregon. Geochim. Cosmochim. Acta 49, pp. 2515-2525.
- MAJOR, P. (1981): Talajvízháztartási paraméterek meghatározása és térképi ábrázolása. VITUKI Témabeszámoló, témaszám:7782/1/68., 23 p.
- MARTON, L. (1981): A környezeti izotópok felhasználása a Nyírség negyedkori mélységbeli vizeinek kutatásában. Kandidátusi értekezés. 132 p.
- MARTON, L. (1982): Izotóphidrológiai modellek és számítási eljárások a felszín alatti vizek mozgásának tanulmányozásához. Hidr. Közl, 12.sz, pp. 525-533.
- MARTON, L. (2000): Debrecen I. és II. vízmuvek vízbázisainak hidrogeológiai vizsgálata. Jelentés, kézirat, 118 p.
- MARTON, L. (2002): Vízkészletünk védelmének idoszeru kérdései. Debreceni Szemle, 4.sz, pp. 692-706.
- MARTON, L., ERDÉLYSZKY, ZS., VINZENZ, R. (1980): A környezeti izotópok vizsgálata Debrecen és a Nyírség rétegvizeiben. Hidr. Közl, 2.sz, pp. 85-94.
- MARTON, L. és MIKÓ, L. (1990): Izotóphidrogeológiai kutatások az Alföldön. MÁFI Évi Jel. 1988 évről, pp. 136-152.

- MARTON, L. és SZANYI, J. (1997a): Kelet-magyarországi pleisztocén üledékek geostatistikai vizsgálata. A transzmisszivitás térképezése. Hidr. Közl. 77.évf. pp. 233-240.
- MARTON, L. és SZANYI, J. (1997b): Kelet-magyarországi pleisztocén üledékek geostatistikai vizsgálata. A rétegek közötti területi átszivárgás meghatározása. Hidr. Közl. 77.évf. pp. 241-248.
- MARTON, L. és SZANYI, J. (2000): A talajvíztükör helyzete és a rétegvíztermelés kapcsolata Debrecen térségében. Hidr. Közl. 80.évf. pp. 3-12.
- MATTHAI, S.K. és ROBERTS, S.G. (1996): The Influence of Fault Permeability on Single-Phase Fluid Flow Near Fault-Sand Intersections: Results from Steady-State High-Resolution Models of Pressure- Driven Fluid Flow. AAPG Bulletin, V.80, No. 11, pp. 1763-1779.
- MEINZER, O.E. (1920): Quantitative methods of estimating groundwater supplies. Bull. Geol. Soc. Am, vol. 31, pp. 329-338.
- MIKÓ, L. és MARTON, L. (1992): Izotóp-geokémiai módszerek alkalmazása a vízföldtani és környezetföldtani kutatásokban. MÁFI évi jel. az 1990. évről, pp. 565-580.
- MISKOLCZI, L. és ÓDOR, K. (1966): Talajvízszint-változással kapcsolatos függőleges elmozdulások vizsgálata Debrecenben. Geodézia és Kartográfia, 2., pp. 106-110.
- MOLNÁR, B. (1966): A Hajdúság pleisztocén eolikus üledéksora. Földt. Közl. 96. 3. pp. 305-316.
- NEUZIL, C.E. (1995): Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. American Journal of Science, vol. 295, p. 742-786.
- ORLÓCZI, I (1968): A felszínalatti vízkészlet igénybevételének vizsgálata Debrecenben a terepszint süllyedésének mérése alapján. Hidr. Közl. 5.sz. pp. 205-213.
- PAPP, F. (1975): Debrecen térségének vízgazdálkodása. Vízügyi Közlemények, pp. 485-510.
- PALCSU, L. (2002): A nemesgáz-tömegspektrometria hidrológiai és atomeromuvi alkalmazásai. PhD értekezés; Debreceni Egyetem Term. Tud. Kar, 126 p.
- PÉCSI, M. (1969): A tiszai Alföld. Magyarország tájféldrajza 2. köt., Akadémiai Kiadó, Budapest, 381 p.
- POLAND, J.F. LOFGREN, B.E., IRELAND, R.L., PUGH, R.G. (1975): Land subsidence in the San Joaquin Valley. California as of 1972 U.S. Geol. Surv, Professional Paper, 437-H, 78 p.

- POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAY, I., BODOKY, T., HEGEDUS, E., KÁNTOR, J.I., TIMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I., SZALAY, Á., NAGY, Z., PÁPA, R., HAJNAL, Z., REITKOPF, B., MUELLER, S., ANSORGE, J., De IACO, R., ASUDH, I. (1996): International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transaction*, Vol. 40. No. 1-2. pp. 1-4
- REIMANN, J. (1983): Megjegyzések a korreláció- és regresszióelmülethez, I. *Korrelációelmélet. Hidr. Közl*, 11.sz, pp. 478-484.
- RÉTHÁTI, L. (1968): A Tiszántúl csapadék viszonyainak és talajvízjárásának korrelációja. *Hidr. Közl*, 7.sz, pp. 296-305.
- RÉTHÁTI, L. (1974): Talajvíz a mélyépítésben. Akadémiai Kiadó, Budapest, 191 p.
- RÓNAI, A. (1961): Az Alföld talajvíztérképe, Budapest
- RÓNAI, A. (1963): Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata. *Hidr. Közl*, 43. évf, 5.sz, pp. 378-390.
- RÓNAI, A. (1975): A talajvíz és rétegvizek kapcsolata az Alföldön. *Hidr. Közl*, 55.évf, 2.sz, pp. 49-53.
- RÓNAI, A. (1985): Az Alföld tájai. *Geologica Hungarica*, series 21., ed: Rónai A., Muszaki Könyvkiadó, Budapest, pp. 258-407
- RÓNAI, A. és MOLDVAY, L. (1966): Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához: L-34-IV. Debrecen. MÁFI, Budapest
- RORABAUGH, M.I. (1960): Use of water levels in estimating aquifer constants in a limited aquifer. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* pp. 314-323.
- SOPHOCLEOUS, M. (1997): Managing water resources systems: why „safe yield” is not sustainable. *Ground Water*, 35 (4) pp. 561
- SOPHOCLEOUS, M. (2000): From safe yield to sustainable development of water resources – the Kansas experience, *Jour. Hydrol.* 235, pp. 27-43.
- SÜMEGHY, J. (1944): A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása 6. MÁFI, Budapest, 208 p.
- SÜMEGI, P. (1989): Hajdúság felső pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (Oslénytani, szedimentológiai, geokémiai) vizsgálatok alapján. Doktori értekezés, 93 p.
- SZÁSZ, G. (1970): A téli csapadékösszegek szekuláris változása Debrecenben (1856-1964). *Hidr. Közl.* 2.sz. pp. 65-72.
- SZABÓ, J. (1965): Geomorfológiai megfigyelések a Hajdúháton. *Acta Geogr. Debrecina*, X-XI. pp. 197-220.

- SZANYI, J. (2002a): A BIOGAL Gyógyszergyár Rt. területén található szennyező anyagok vízműutakra vonatkozó becsült elérési idejének számítása. Szakértői jelentés, Kézirat, 9 p.
- SZANYI, J. (2002b): BIOGAL Gyógyszergyár Rt. területén okozott szennyezés környezeti kockázatának csökkentése. Szakértői jelentés, Kézirat, 5 p.
- SZANYI, J. (2004): The influence of lower-boundary condition on the groundwater flow system. *Acta Geologica Hungarica*, vol. 47, (1), pp. 93-104.
- SZANYI, J. és KOZÁK, M. (1994): Environmental impacts of working out the travertine mass at Mónosbél and possibilities of recultivation. *Publ. Univ. of Miskolc, Series A, Mining*, vol. 49, pp: 213-220.
- SZANYI, J., KOVÁCS, G., PATAKI, L., FALÁBÚ, D., GYAPJAS, J. (2003): Nehézfém szennyezés terjedésének modellezése a Fémselekt „fa.” telephelyen, esettanulmány. *Proceedings of the 10th Symposium on Analytical and Environmental Problems*, ed: Galbács Z., pp: 200-204.
- SZANYI, J. és MARTON, L. (2004): Alapadatok és elotanulmány a „Nyírségi Régió felszín alatti vízháztartása, kitermelhető vízkészlete” téma vízföldtani modellezéséhez. Szakértői jelentés, Kézirat, 22 p.
- SZEIDOVITZ, GY., GRIBOVSZKI, K., HAJÓSY, A. (2002): Várható földrengések az Érmellék és a Nyírség területén. *Magyar Geofizika*, 43.évf, 3.sz, pp. 161-179.
- SZÉKELY, F. (1977): Kutak szivárgáshidraulikai méretezésének néhány kérdése VITUKI közl. 9.
- SZÉKELY, F. (1988): Kutak depressziójának számítása Korlátozott kiterjedésű, rétegzett hidrogeológiai rendszerekben. *Hidr. Közl*, 4.sz, pp. 217-223.
- TERZAGHI, K. és PECK, R.B. (1948): *Soil mechanics in engineering practice*. J. Wiley and Sons, New York-London, 566 p.
- TODD, D.K. (1958): *Groundwater Hydrology*. Wiley, New York, 336 p.
- TOKYO Institute of Civil Engineering (1975): *Subsidence as of 1974*. Tokyo Metrop. Govt. Annual Rep.
- TÓTH, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, vol. 68, pp. 4795-4812.
- TÓTH, J. (1979): Patterns of dynamic pressure increment of formation-fluid flow in large drainage basins, exemplified by the Red Earth region, Alberta, Canada. *Bull. of Can. Petr. Geol*, vol.27, No.1, pp. 63-86.
- TÓTH, J. (1995): A nagy kiterjedésű üledékes medencék felszín alatti vizeinek hidraulikai folytonossága. *Hidr. Közl*. 75.évf. pp. 153-160.

- TÓTH, J. (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, vol 7. pp. 1-15.
- TÓTH, J. és MILLAR, R. F. (1983): Possible Effects of Erosional Changes of the Topographic Relief on Pore Pressures at Depth. *Water Resour. Resear.* Vol.19, No.6, pp. 1585-1597.
- TÓTH, J. és ALMÁSI, I. (2001): Interpretation of abserved fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Geofluids* 1, pp. 11-36.
- URBANCSEK, J. (1963): A földtani felépítés és a rétegvíznyomás közötti összefüggés az Alföldön. *Hidr. Közl.* 43.évf, 3.sz, pp. 205-218.
- URBANCSEK, J. (1965): A Nyírség, Bodrogtörzs és a Rétköz, valamint a Bereg-Szatmári síkság vízföldtani viszonyai. *Földr. Ért.* pp. 421-443.
- VARSÁNYI, Z. (2001): A Dél-Alföld felszín alatti vizei; Hidrogeokémiai folyamatok és vízföldtani következtetések. *Doktori Értekezés*, Szeged, 126 p.
- WCED (1987): Our common future. World Comission on Environment and Development, Oxford Univ. Press, N.4
- YOUNG, R.A. (1993): Managing aquifer over-exploitation: economics and policies. In: *Aquifer overexploitation. Int. Assoc. Hydrogeol, Selected Papers* 3, Heise, pp. 199-222.
- ZADEH, L. (1965): Fuzzy sets. *Information and Control* 8, pp. 338-353.
- ZHANG, D. és NEUMAN, S.P. (1995a): Eulerian-Lagrangian analysis of transport conditioned on hydraulic data, 1. Analitical-numerical approach. *Water Resour. Res.*, vol. 31, pp. 41-53.
- ZHANG, D. és NEUMAN, S.P. (1995b): Eulerian-Lagrangian analysis of transport conditioned on hydraulic data, 2. Effects of log transmissivity and hydraulic head measurements. *Water Resour. Res.*, vol. 31, pp. 53-63.
- ZHENG, C. és BENNETT, G.D. (2002): *Applied Contaminant Transport Modeling* (2nd ed.). New York, John Wiley & Sons, 621 p.

1. táblázat

Azonosító	eov Y (m)	eov X (m)	Térszin (mBf)	Quarter fekü (mBf)	alsó-felső Pannon határ (mBf)	Pre-Neogén aljzat (mBf)
Alm-1	874341,0	234439,0	127,38	-187,64	-1572,64	-2509,64
Alm-5	869127,0	233769,0	119,73	-157,3	-1525,3	-2826,3
Alm-6	870205,0	230654,0	128,13	-130,9	-1591,9	-2235,9
Alm-EK-1	874424,0	236270,0	125,82	-202,21	-1544,21	
Bam-1	856563,0	233839,0	122,22	-73,8	-1793,8	-2721,8
Bam-2	865039,0	236138,0	118,09	-94,94	-1716,94	-2508,94
D-2	847751,0	249427,0	131,33	-52,73	-819,73	-1387,73
Eb-1	832909,8	243040,8	109,59	8,59	-1077,41	-1393,41
Eb-13	831504,9	235556,3	98,03	-147,6	-934,6	-1259,6
Eb-2	833034,9	237798,9	100,09	-137,45	-938,45	-1517,45
Eb-8	834815,3	237802,8	101,08	-146,4	-966,4	-1452,4
Eb-D-1	834769,1	235606,9	93,37	-147,63	-1193,63	-1652,63
Eb-E-1	830394,9	245313,4	117,73	-130,8	-949,8	
Eb-E-2	834257,3	245176,7	116,31	-126,02	-941,02	
Eb-E-3	834010,3	246881,9	121,04	-47,29	-1125,29	
Had-1	850855,3	259721,2	138,68	-58,85	-551,85	
Had-2	843223,6	263586,5	154,40			
Has-D-1	857457,4	247551,2	125,28	34,28	-861,72	
Hb-1	833898,3	263131,4	115,21	-1,7	-616,7	
Hb-2	835511,4	263131,7	124,79	8,76	-571,24	
Ht-1	831556,4	231770,2	92,16	-135,37	-1205,37	-1464,87
Jo-2	841877,4	250367,3	118,89	4,36	-860,64	
Jo-3	838695,4	249298,4	127,16			
Jo-5	839415,8	252327,0	140,98	-9,02	-721,02	
Kokad-1	867318,0	233983,0	118,77	-173,3	-1536,3	
Kokad-2	866912,0	235522,0	116,97	-180,96	-1762,96	
Ma-1	863287,2	253475,5	140,74	-55,89	-550,89	
Nyab-1	873535,3	245241,7	131,57	-84,46	-943,46	-3068,46
Nyil-1	873591,5	262222,6	158,38	-36,1	-609,1	
Pen-11	879941,0	252569,0	136,31	-78,72	-898,72	-1552,72
Pen-12	877328,4	253964,1	143,25	-94,78	-941,78	

A tömbszelvény szerkesztéséhez felhasznált fúrások

2. táblázat

Azonosító	eov Y (m)	eov X (m)	Térszin (mBf)	Azonosító	eov Y (m)	eov X (m)	Térszin (mBf)
1913	833040,0	249060,0	124,34	2289	851777,0	246882,0	121,59
1985	850448,0	246434,0	119,00	2290	846332,3	242798,0	116,45
1987	844603,0	250112,0	125,61	2297	834156,0	248463,0	126,98
2007	851540,0	248520,0	124,11	2302	844620,0	250231,0	126,60
2008	851480,0	247520,0	122,36	2303	849253,0	246506,0	119,77
2009	850650,0	244600,0	116,45	2304	845059,0	250331,0	125,05
2011	855140,0	246095,0	122,15	2305	845133,0	250538,0	123,63
2013	846200,0	245940,0	122,05	2306	844865,0	250660,0	129,03
2028	844890,0	252880,0	127,73	2308	841943,0	242864,0	107,83
2053	841416,0	247208,0	111,30	2310	841800,0	247700,0	113,26
2060	862620,0	247960,0	129,97	2315	849253,0	246506,0	107,32
2061	859060,0	247490,0	126,09	2321	836960,0	242760,0	111,11
2063	854025,0	245940,0	125,37	2323	844364,0	250161,0	127,23
2064	856950,0	246620,0	122,42	2325	845120,0	250739,0	125,57
2065	859145,0	241230,0	122,97	2326	844824,0	250801,0	128,60
2068	854990,0	248650,0	125,50	2328	844841,0	251378,0	126,60
2099	845050,0	249780,0	126,35	2328	844841,0	251378,0	126,60
2104	841412,0	246716,0	111,44	2329	844603,0	250727,0	127,68
2108	844424,0	249302,0	124,81	2336	842021,5	250621,5	118,92
2122	845340,0	245670,0	121,73	2360	844898,0	254037,0	131,55
2127	844977,0	249459,0	127,05	2365	841557,3	247831,1	111,05
2142	844170,0	243045,0	108,61	2371	841375,2	248492,5	114,60
2143	841183,0	247937,0	112,03	2378	850053,0	254384,0	132,03
2144	854149,0	246324,0	123,95	BA B-17	871700,0	232810,0	127,29
2166	841550,0	247760,0	114,85	BA B-23	871575,0	237890,0	127,13
2176	847117,0	247102,0	123,10	BO K-12	850000,0	273400,0	125,36
2179	834525,0	249500,0	128,82	HS B-53	853579,0	254240,0	134,35
2215	836800,0	248950,0	116,54	HS B-55	853546,0	254267,0	134,09
2216	834668,2	248404,5	125,44	HS B-57	853349,0	253785,0	133,72
2219	844275,0	244145,0	114,35	HS B-61	853940,0	255946,0	139,04
2232	845097,0	248504,0	124,55	HS B-70	854156,1	255178,8	133,36
2233	850941,0	247314,0	120,13	HS K-60	854750,0	256350,0	138,68
2234	852034,0	246213,0	121,94	HS K-62	852811,0	255023,0	134,33
2240	837850,0	248770,0	123,08	HS K-67	854737,0	250766,0	129,28
2244	833000,0	251200,0	122,33	HS K-68	852067,0	259098,0	138,31
2251	846100,0	242750,0	115,90	HS K-69	852159,0	259255,0	137,87
2253	834650,0	249470,0	128,82	HS K-73	855649,0	258399,0	145,64
2257	851662,0	246224,0	120,69	HS K-74	856002,0	259344,0	142,20
2258	850829,0	246368,0	120,07	HS K-75	852968,6	255094,4	133,99
2259	841644,0	247983,0	111,63	HS K-76	855433,0	259054,0	142,71
2265	841200,0	253000,0	126,63	HS K-77	855589,0	254183,0	133,10
2266	833600,0	246800,0	119,08	HS K-78	856256,0	257853,0	140,10
2267	841470,0	238200,0	107,91	HS K-79	852135,0	253385,0	131,94
2270	841552,0	247756,0	114,59	HT K-49	845465,0	257148,0	140,37
2271	842070,0	247439,0	114,12	NyA B-19	870050,0	255100,0	145,09
2275	843871,0	249221,0	128,91	NyA K-16	870300,0	256400,0	146,65
2276	851300,0	241460,0	117,29	NyB K-29	873843,0	248818,0	140,38
2279	844084,3	249486,9	124,75	NyM B-21	863199,0	252697,0	139,43
2280	841804,3	247609,5	112,34	NyO B-24	864319,0	264858,0	152,63
2281	840918,0	246996,0	113,12	NyO B-31	863837,0	264973,0	151,45
2282	840711,0	246987,0	113,45	NyO B-32	865208,9	266143,5	152,88
2283	841052,0	246844,0	112,10	NyO B-33	859601,0	261182,0	147,03
2284	832761,6	251350,4	122,96	NyO K-19	857600,0	257500,0	140,92
2285	851335,0	246854,0	119,62	NyO K-20	868400,0	264600,0	154,79
2286	844432,0	249600,0	127,54	UL B-9	863400,0	239840,0	120,51
2287	844420,0	249698,0	127,31	VP K-29	863480,0	241760,0	124,62
2288	841760,6	247643,0	112,38	VP K-38	866300,0	246300,0	134,78

A kőzetváz szimulációjához felhasznált fúrások alapadatai

3. táblázat

Azonosító (kat.szám)	Építés éve	eov X (m)	eov Y (m)	Térszín (mBf)	Talp (m)	Szuro teto (mBf)	Szuro alja (mBf)	Szurok száma	Szurok hossza	Z (mBf)	h (mBf)	P (Mpa)
2030	1964	840215	245736	115,0	30	94	91	1	3,0	92,5	111,2	0,1834
2031	1965	841933	246812	114,0	41	84	79	1	5,0	81,5	110,5	0,2844
1162	1956	842122	244850	113,0	69	81	77	1	4,0	79,0	110,2	0,3060
1978	1961	842205	245688	112,0	40	78	75	1	3,0	76,5	108,4	0,3128
1982	1960	840261	245949	115,0	45	77	73	1	4,0	75,0	111,0	0,3530
1201	1960	842542	243811	111,0	41	76	72	1	4,0	74,0	107,2	0,3256
1983	1961	842123	243028	118,0	74	59	52	1	7,0	55,5	114,0	0,5737
786	1956	841054	246157	112,0	80	43	37	1	6,0	40,0	105,0	0,6374
176	1958	841736	247473	113,0	122	27	27	2	0,0	27,0	99,5	0,7110
1302	1955	842977	244203	111,0	92	27	23	1	4,0	25,0	105,0	0,7845
171	1931	841599	247650	111,0	141	24	24	5	0,0	24,0	105,0	0,7943
172	1931	841670	247645	111,0	142	21	21	2	0,0	21,0	104,9	0,8228
1976	1960	837253	246578	122,0	116	29	9	1	20,0	19,0	106,0	0,8532
173	1919	841719	247635	112,0	135	19	19	4	0,0	19,0	99,1	0,7855
169	1917	841460	247666	111,0	133	18	18	4	0,0	18,0	97,5	0,7796
164	1913	841550	247814	111,0	131	18	18	4	0,0	18,0	96,8	0,7728
175	1959	841383	247533	112,0	163	11	11	3	0,0	11,0	98,8	0,8610
1926	1953	839953	246019	115,0	123	20	-2	1	22,0	9,0	103,3	0,9248
168	1917	841740	247781	112,5	134	9	9	4	0,0	8,5	99,1	0,8885
1204	1955	842559	245454	112,5	110	13	3	1	10,0	7,5	101,5	0,9218
165	1958	841645	247807	112,0	125	18	-7	1	25,0	5,5	99,7	0,9238
193	1954	841343	247076	111,0	125	15	-7	1	22,0	4,0	102,0	0,9611
1919	1952	839425	247764	120,0	146	4	4	2	0,0	4,0	104,0	0,9807
177	1958	842007	247453	114,0	126	15	-8	1	23,0	3,5	98,5	0,9316
191	1954	841434	247290	111,0	129	14	-9	1	23,0	2,5	103,8	0,9934
195	1954	841416	246861	111,0	127	8	-12	1	20,0	-2,0	104,0	1,0395
174	1958	841103	247548	113,0	128	8	-12	1	20,0	-2,0	98,0	0,9807
1943	1953	840544	244515	114,0	128	3	-9	1	12,0	-3,0	109,9	1,1072
192	1954	841264	247236	111,0	129	8	-14	1	22,0	-3,0	102,5	1,0346
2015	1964	842892	243979	113,0	159	-7	-44	3	0,0	-25,5	97,1	1,2023
	1965	832910	243041	114,6		-483	-483			-483,4	145,1	6,1635
	1965	833531	244158	119,0		-491	-491			-491,0	129,0	6,0802
2109	1968	842400	243400	111,0	1109	-931	-988	3	32,0	-959,5	158,5	10,964

A Tóció völgytól Ny-ra eső terület [p(z)] profiljának szerkesztéséhez
felhasznált kutak hidraulikai adatai

Azonosító (kat.szám)	Építés éve	eov Y (m)	eov X (m)	Térszín (mBf)	Talp (m)	Szuro teto (mBf)	Szuro alja (mBf)	Szurok száma	Szurok hossza	Z (mBf)	h (mBf)	P (Mpa)
1989	1962	846130	248884	126,0	19	111	108	1	3,0	109,5	120,5	0,1079
1990	1962	846070	248840	126,0	26	104	101	1	3,0	102,5	120,5	0,1765
1911	1956	847675	250111	127,0	42	99	96	1	3,0	97,5	124,0	0,2599
1973	1961	847533	246895	120,0	27	93	93	1	0,0	93,0	118,9	0,2540
1056	1954	846470	246414	122,0	42	82	82	1	0,0	82,0	119,6	0,3687
1060	1956	847129	246333	121,0	44	83	79	1	4,0	81,0	118,8	0,3707
1057	1955	846808	246396	122,0	47	83	79	1	4,0	81,0	118,8	0,3707
5	1958	844399	249929	127,0	101	81	81	2	0,0	81,0	114,9	0,3324
276	1954	846828	247897	123,5	49	80	76	1	4,0	77,5	120,7	0,4236
293	1958	846827	247780	123,0	55	78	72	1	6,0	75,0	118,5	0,4266
6	1958	844683	249921	125,0	101	72	72	2	0,0	72,0	106,9	0,3423
1520	1952	846425	245072	123,0	60	75	67	1	8,0	71,0	117,2	0,4531
1521	1953	846389	245000	123,0	61	75	65	1	10,0	70,0	118,9	0,4795
1646	1951	844626	245044	118,0	56	75	65	1	10,0	70,0	116,2	0,4531
1546	1958	846666	245747	121,0	57	71	67	1	4,0	69,0	116,9	0,4697
1035	1955	846129	246537	124,0	59	71	67	1	4,0	69,0	120,2	0,5021
1301	1956	843099	244348	115,0	72	52	48	1	4,0	50,0	110,8	0,5962
1651	1959	844745	244719	117,0	73	50	46	1	4,0	48,0	112,5	0,6325
1757	1958	844622	244204	117,0	82	48	39	1	9,0	43,5	112,3	0,6747
11	1952	844790	249357	126,0	129	39	39	2	0,0	39,0	110,7	0,7031
254	1955	846774	248139	123,0	98	33	27	1	6,0	30,0	111,6	0,8002
327	1958	843911	247625	120,0	134	26	26	2	0,0	26,0	102,0	0,7453
16	1952	844505	249098	126,0	141	24	24	2	0,0	24,0	110,0	0,8434
17	1952	845030	249111	124,0	148	22	22	2	0,0	22,0	109,7	0,8600
15	1952	844793	249200	125,5	140	27	-10	1	36,0	8,5	110,4	0,9993
12	1952	844489	249269	127,0	141	24	-9	1	33,0	7,5	113,6	1,0405
26	1925	843672	249730	126,0	148	4	4	3	0,0	4,0	116,5	1,1033
14	1952	845232	249291	125,0	186	1	1	3	0,0	1,0	109,3	1,0621
21	1959	845692	248795	125,0	162	-2	-2	2	0,0	-2,0	105,3	1,0523
28	1957	843770	249534	124,0	143	7	-15	1	22,0	-4,0	105,3	1,0719
1496	1925	844391	244825	122,0	184	-6	-6	3	0,0	-6,0	109,0	1,1278
29	1925	843876	249524	124,0	150	2	-14	3	13,0	-6,0	114,2	1,1788
7	1953	845090	249896	126,0	146	2	-16	1	18,0	-7,0	109,4	1,1415
30	1925	844022	249536	126,0	148	5	-21	3	21,0	-8,0	116,9	1,2249
8	1953	844948	249794	125,0	149	3	-19	1	22,0	-8,0	108,9	1,1464
2	1954	844522	250103	126,0	150	3	-20	1	23,0	-8,5	110,0	1,1621
33	1958	843905	249220	126,0	150	1	-19	1	20,0	-9,0	106,3	1,1307
1	1954	844764	250194	125,0	150	0	-21	1	21,0	-10,5	105,6	1,1386
4	1953	844949	249975	128,0	154	0	-22	1	22,0	-11,0	109,0	1,1768
1527	1952	846369	244329	122,0	173	-12	-12	2	0,0	-12,0	106,5	1,1621
19	1954	844771	248913	125,0	151	-2	-22	1	20,0	-12,0	107,0	1,1670
24	1959	845374	248430	126,0	157	0	-25	1	25,0	-12,5	104,0	1,1425
10	1952	845004	249465	124,0	151	-3	-22	1	19,0	-12,5	107,6	1,1778
36	1949	844186	248812	129,0	173	15	-41	1	56,0	-13,0	111,4	1,2200
13	1952	845009	249289	124,5	151	-3	-25	1	22,0	-13,5	109,2	1,2033
18	1959	845462	249084	123,0	155	-3	-27	1	24,0	-15,0	104,0	1,1670
3	1953	845085	250101	125,0	154	-7	-23	1	16,0	-15,0	108,0	1,2062
20	1954	844984	248754	124,0	154	-4	-27	1	23,0	-15,5	106,3	1,1945
1645	1956	844709	245122	118,0	174	-24	-24	2	0,0	-24,0	103,3	1,2484
1851	1954	846727	244722	117,0	155	-22	-34	1	12,0	-28,0	100,0	1,2553
2013	1963	846230	245843	122,0	169	-20	-40	1	20,0	-30,0	98,4	1,2592
1495	1959	844389	244829	122,0	162	-26	-37	1	11,0	-31,5	102,6	1,3151

1526	1952	846636	244515	117,0	165	-23	-44	1	21,0	-33,5	101,8	1,3268
1497	1955	844397	244829	122,0	165	-29	-38	1	9,0	-33,5	105,0	1,3582
Azonosító (kat.szám)	Építés éve	eov Y (m)	eov X (m)	Térszín (mBf)	Talp (m)	Szuro teto (mBf)	Szuro alja (mBf)	Szurok száma	Szurok hossza	Z (mBf)	h (mBf)	P (Mpa)
1994	1962	846409	244304	116,0	171	-21	-47	1	26,0	-34,0	100,2	1,3161
1511	1955	844285	244547	122,0	170	-27	-45	1	18,0	-36,0	105,3	1,3857
2000	1963	844690	245063	118,0	178	-20	-52	2	0,0	-36,0	98,2	1,3161
1974	1960	847579	247328	121,0	187	-13	-59	1	46,0	-36,0	104,2	1,3749
1986	1961	849138	246858	120,0	172	-23	-50	1	27,0	-36,5	106,1	1,3984
1647	1955	844638	244864	118,0	171	-26	-48	1	22,0	-37,0	105,0	1,3926
1239	1955	843528	245406	115,0	170	-32	-48	1	16,0	-40,0	102,4	1,3965
22	1959	845420	248712	123,0	186	-29	-55	1	26,0	-42,0	104,1	1,4328
1486	1940	843560	244365	117,0	185	-43	-43	2	0,0	-43,0	107,2	1,4730
2043	1965	845081	249921	124,0	174	-46	-46	1	0,0	-46,0	99,0	1,4220
2002	1963	848580	246480	119,0	200	-29	-66	1	37,0	-47,5	103,1	1,4769
1650	1952	844354	244722	115,0	183	-44	-59	1	15,0	-51,5	107,0	1,5544
2010	1963	849917	246476	119,0	196	-38	-67	1	29,0	-52,5	104,3	1,5377
1488	1926	843166	244077	115,0	187	-45	-65	1	20,0	-55,0	108,5	1,6034
204	1965	843421	247556	122,0	206	-39	-72	1	33,0	-55,5	103,8	1,5622
2025	1964	843027	244054	114,0	210	-46	-79	2	0,0	-62,5	95,6	1,5504
1972	1961	847609	246890	119,0	273	-116	-116	2	0,0	-116,0	106,7	2,1840
1771	1951	845019	243646	116,0	1852	-392	-669			-530,5	114,0	6,3204
2317	1985	847623	249862	127,0	750	-521	-556	3	19,3	-538,5	87,2	6,1361
2313	1985	844601	249290	126,0	0	-615	-645	2	12,5	-629,8	76,0	6,9211
272	1986	846362	244813	121,0	907	-625	-727			-676,0	80,2	7,4158
209	1933	846600	248200	124,0	1038	-594	-901	3	0,0	-747,5	106,0	8,3700
208	1932	846800	248400	124,0	1611	-702	-842	5	0,0	-772,0	88,0	8,4338
1912	1952	847700	249900	132,0	1764	-726	-825	6	0,0	-775,5	107,0	8,6544
1998	1963	844560	249220	126,0	1196	-769	-904	6	0,0	-836,5	91,3	9,0987
2268	1980	845500	245100	122,0	1200	-836	-1044	8	86,0	-940,0	73,0	9,9342

A Tócsa völgytől K-re eső terület [p(z)] profiljának szerkesztéséhez
felhasznált kutak hidraulikai adatai

5. táblázat

Korr. paraméter		Téli-Deb	Téli-Deb
koefficiens	KÖV 175	-0,0703	NÖV 175 0,7066
esetszám		42	42
szignifikancia		p= ,658	p= ,000
koefficiens	KÖV 181	-0,1407	NÖV 181 0,7604
esetszám		44	43
szignifikancia		p= ,362	p= ,000
koefficiens	KÖV 182	0,1149	NÖV 182 0,6465
esetszám		43	43
szignifikancia		p= ,463	p= ,000
koefficiens	KÖV 191	-0,2508	NÖV 191 0,5551
esetszám		43	43
szignifikancia		p= ,105	p= ,000
koefficiens	KÖV 470	-0,1903	NÖV 470 0,6051
esetszám		28	27
szignifikancia		p= ,332	p= ,001

Debreceni csapadékméző állomáson regisztrált téli félévi csapadékok (téli-deb) valamint a figyelokutak évi középvízállásai (KÖV) ill. a vízállás téli növekményei (NÖV) közötti korrelációs kapcsolat 1953-1997 közötti időszakban

6. táblázat

EOV Y	EOV X	Kút	Terep	Tvsz abszolút	Tvsz relatív
843787	246184	HAT-D	118,43	114,42	-3,05
841948	247460	SHE-1	113,17	109,70	-2,55
841669	247580	SZÁL-1	111,93	109,43	-1,62
845035	247660	LOV-1	124,97	119,72	-4,50
844569	248452	ÁLL-D	124,45	118,50	-5,34
846858	248465	HÉV-A	124,67	120,35	-3,30
843965	249350	PET-1	125,43	115,18	-9,57
844780	249435	II/B	126,41	114,96	-10,61
845311	249491	TEM-2	126,11	114,85	-10,64
844546	249622	BIO-1	127,33	115,68	-11,02
844567	249657	BIO-2	127,66	115,61	-11,27
844800	249670	1.figyelo (II/10 term.k.mellett)	125,91	115,30	-10,04
841083	250169	AGR-2	122,27	114,43	-6,95
844225	251150	Talajmech-1	122,83	114,92	-7,91
843975	251450	Talajmech-2	125,32	116,00	-9,32
843400	252500	Talajmech-3	126,50	117,60	-8,90
844350	252575	Talajmech-7	126,85	118,90	-7,95
844243	252626	MEST-1	129,3	118,95	-9,44
841157	252839	HAR-3	126,23	120,99	-4,60
845425	252900	Talajmech-4	130,18	121,92	-8,26
845825	252950	Talajmech-6	128,20	122,31	-5,89
845040	253260	Pallag-470	129,92	121,27	-8,04
845375	253525	Talajmech-5	130,25	123,28	-6,97
845846	253954	PAL-D	131,92	124,55	-6,30
846180	258230	Bocskai kert 181	141,81	137,25	-4,25
845759	258266	BOCS-2	144,07	137,22	-6,17
846609	258569	BOCS-1	140,47	136,82	-2,86

A relatív talajvízszint szerkesztéséhez felhasznált kutak adatai

7. táblázat

Kút neve	Kat.szám	Ép.éve	EOV Y	EOV X	Talp (m)	Terep (mBf)	Szű. TETO	Szű. ALJ	Dátum	Üz.vsz.(m)	Nyvsz.(m)	Vizhoz (l/min)	Víz.höm (oC)	Na+ (mg/l)	K+ (mg/l)	Ca++ (mg/l)	Mg++ (mg/l)	Fe2- (mg/l)	Mn-- (mg/l)	NH4- (mg/l)	SO42- (mg/l)	HCO3- (mg/l)	Össz.szilárd (mg/l)	Fajl.vez.k.(mikScm-1)	pH
I/B1	B 2129/a	1969	841164	247740	126	111,8	95	120	1999.10.20	32	28,8	930	15,5	34,7	2,68	88,8	20,6	0,38	0,2	0,56	14	494	436	664	7,31
I/B1R	B 2242	1976	841627	248011	139,7	114,8	91	131	1999.10.20	35,8	28,8	660	15,5	33,6	2,81	89,9	24,4	0,48	0,2	0,63	10	503	449	684	7,39
I/B2	B 2123	1969	841522	248230	138,2	111,4	86	130	1999.10.07	32,5	28,7	1080	15,6	30,3	2,42	89	14,3	0,38	0,21	1,17	8	432	405	654	7,66
I/B3	B 2019	1964	841536	247931	131,6	111,4	100	126	1999.10.03	30,9	28,5	790	16	29	2,91	80,5	22,6	0,4	0,21	0,65	11	386	408	592	7,51
I/B4	K 2125	1968	841573	247756	130	111,4	97	123	1999.10.07	61,3	28,6	580	16,5	24	2,34	80,4	19,5	0,38	0,24	1,15	7	374	362	580	7,59
I/B5	B 2280	1981	841804	247609	124,1	112,3	106	120	1999.11.03	36,8	28,8	720	16,4	27,1	2,89	78,4	23	0,5	0,26	0,75	16	359	391	574	7,47
I/B5R	B 2020	1964	841787	247620	133,5	112,8	105	127	1999.11.03	41,5	28,5	600	16,5	27,7	2,9	79,8	21,6	0,43	0,26	0,7	14	373	405	589	7,47
I/B6	K 2100	1966	841787	247832	135,6	113,9	100	126	1999.09.30	37,6	29,2	690	15,3	27,6	2,79	90,3	22,8	0,43	0,27	0,96	13	441	425	632	7,36
I/B6R	B 168	1917	841750	247780	134,9	113,9	104	131	1999.10.20	43,8	28,5	580	14,1	33,1	2,62	76,8	21	0,56	0,23	1,34	12	473	396	614	7,49
I/B9	B 2137	1969	841320	247880	127,7	111,2	127	94	1999.09.30	34	28,5	700	15,4	29,4	2,73	95,2	21,1	0,42	0,21	1,18	9	459	435	651	7,35
I/B9R	B 164	1913	841300	247900	131,7	112	98	130	1999.09.30	36	28,9	750	15,3	29,3	2,74	95,6	20,1	0,43	0,21	1,19	11	446	440	661	7,4
I/B10	B 2143	1969	841183	247937	138,5	112	92	130	1999.10.07	36,3	28	670	14,8	29,5	2,16	88,8	19,7	0,37	0,18	1,15	9	413	398	634	7,58
I/B10R	B 163	1911	841170	247880	136	112	90	128	1999.10.07	36,5	28,3	500		30,3	2,21	87,5	19,7	0,44	0,18	1,1	7	430	392	639	7,57
I/E1	K 2047	1965	841715	248286	130	112,5	98	123	1999.11.04	38,7	27,6	630	15,4	33,2	3,09	91,9	21,4	0,44	0,22	0,89	15	473	474	658	7,27
I/E2	K 2259	1978	841644	247983	158	111,6	90	132	1999.09.30	32,2	27,5	700	15,4	30,1	2,7	90,8	17,9	0,4	0,22	1	10	425	428	629	7,4
I/E4	B 2272	1980	841552	247756	125	114,6	93	117	1999.11.04	38,3	28,3	680	15,5	36,4	2,93	84,1	22,7	0,54	0,18	0,44	10	459	441	647	7,31
I/E4R	B 158	1957	841225	248350	139	114,9	104	129	1999.11.04	40,7	27,5	450	15,6	38,1	2,98	93,2	22,2	0,45	0,19	0,48	20	480	477	693	7,3
I/E5	K 2231/a	1992	841568	248381	135	112,2	93	131	1999.11.04	33,6	27,5	720	15,6	22,9	2,98	92,2	23,1	0,44	0,21	0,6	8	502	456	676	7,34
I/E6	B 2242	1976	841627	248011	139,7	114,8	91	131	1999.09.30	31,5	26,9	610	14,9	30,8	2,72	92,5	26,1	0,41	0,21	0,92	14	430	447	670	7,41
I/E6	B 159	1957	841490	248290	122,5	112,6	91	117	1999.09.30	46,5	27,1	680	15,1	30,2	2,7	95,8	20,9	0,36	0,21	1,13	9	445	460	667	7,42
I/E7	B 2234	1986	841839	248369	125	112,2	91	115	1999.09.14	32	26,5	950	14	30,3	2,67	90,1	20,8	0,45	0,23	0,68	13	503	436	657	7,56
I/T1	B 2329	1986	841183	247547	140	112,7	102	133	1999.10.07	32,9	28,6	710	15,2	30,7	2,37	94,1	21,3	0,41	0,21	1	15	434	405	667	7,66
I/T2	B 175	1959	841383	247533	163,8	112,1	101	158	1999.10.07	36,9	28,9	580	16,1	28,6	2,37	83	22,7	0,35	0,23	0,93	14	404	370	600	7,6
I/T3	B 2288	1980	841761	247643	137	112,4	103	130	1999.11.03	37,5	28,1	690	16,8	27,1	2,91	76,7	20,8	0,37	0,26	0,86	10	359	377	574	7,51
I/T4	B 2271	1980	842070	247439	131,7	114,1	107	125	1999.11.03	37,9	28,1	700	16,5	26,8	2,91	77,7	20,2	0,39	0,28	1,07	13	362	397	579	7,49
I/T5	K 2365	1991	841557	247831	123	111,1	98	116	1999.09.08	35,9	28,4	750	16,2	31,3	2,54	94	18,3	0,44	0,25	0,65	18	463	442	668	7,43
I/D1	B 2163	1971	841552	246883	133	111,2	101	125	1999.11.09	34	27	750	16,4	29,1	2,93	74,7	27,9	0,37	0,26	0,96	8	376	368	581	7,37
I/D2	2053	1966	841416	247208	132,8	111,3	100	124	1999.09.14	35,9	28	700	15	26,6	2,67	80,3	17	0,37	0,27	0,79	12	463	406	588	7,48
I/D3	B 2189	1972	841334	246946	128	110,8	92	118	1999.09.14	33,7	27,5	750	14,9	27,9	2,67	87,5	21	0,38	0,31	0,85	14	512	399	531	7,5
I/D3R	B 190	1953	841345	246900	125,3	111,5	96	118	1999.09.14	36	27,9	450	15,2	29,4	2,66	85,4	19,5	0,4	0,26	0,97	10	477	481	530	7,57
I/D4	B 2190	1972	841232	247228	128,2	110,7	101	122	1999.12.02	35,4	28	630	13,8	23,7	2,55	99,3	24,2	0,34	0,22	0,96	12	430	387	643	7,58
I/D5	K 2104	1968	841412	246716	133	111,4	105	125	1999.11.09	33,4	26,2	740	16,4	30,4	2,92	81,5	23,3	0,38	0,28	1,09	13	386	385	599	7,45
I/D6	B 2281	1981	840918	246996	125	113,1	89	119	1999.12.02	32	27,4	730	14,6	28,9	2,5	96,1	24,2	0,39	0,19	0,9	14	396	392	630	7,7
I/D7	K 2282	1981	840711	246987	135	113,5	109	128	1999.11.09	35	27,1	700	15,3	34,3	2,96	90,9	26	0,41	0,2	0,9	9	427	432	669	7,49
I/D8	K 2283	1981	841052	246844	125,8	112,1	100	118	1999.12.02	31,8	27,7	730	15,6	29,2	2,58	97,9	21,2	0,37	0,25	0,99	15	422	398	644	7,62
II/1a	2023	1964	844535	249061	167	126,84	136	163	1999.07.15	42,5	38,2	820	17,6	30	2,61	83,2	20,1	0,44	0,31	1,14	6	491	396	595	7,5
II/2a	B 2108	1968	844424	249302	174,5	124,81	124	167	1999.09.09	40,9	35,9	980	17,2	28	2,43	84,8	21,4	0,39	0,3	1,47	6	438	388	622	7,56
II/3a	K 2055	1966	844490	249450	167,7	126,84	129	167	1999.10.07	43,4	35,9	770	16,3	26	2,45	86,3	24,3	0,44	0,32	1,73	16	414	423	640	7,67
II/4a	K 2133	1969	844811	249386	172,5	126,04	125	160	1999.10.07	43,8	37,1	1090	17	23,3	2,45	85,6	19,7	0,48	0,33	1,55	17	404	401	613	7,56
II/5a	K 2125	1969	844780	249170	175	125,21	125	170	1999.11.03	41,2	36,7	760	17,3	26,7	3,01	83,9	18,8	0,46	0,31	1,19	16	394	372	607	7,48
II/6a	B 2024	1964	844943	249033	166	126	132	162	1999.09.14	41,7	37,3	1100	17,3	23,2	2,76	89,1	18,7	0,53	0,37	1,14	16	500	399	618	7,58
II/7a	K 2127	1970	845040	249210	186,2	126,12	141	180	1999.09.16	43,1	37,2	870	18,3	26,5	2,28	92,2	19,9	0,39	0,29	0,93	7	471	420	635	7,45
II/9a	2154	1970	845265	249295	186	125,77	142	180	1999.11.04	41,4	36,2	830	18	28,2	3,17	90,8	18,5	0,54	0,37	1,86	19	475	431	630	7,3
II/11a	B 2039	1965	844780	249950	175	128,4	140	170	1999.11.04	39,4	37,8	740	16,6	28,7	3,14	85,3	18,8	0,37	0,29	1,88	9	459	379	610	7,46
II/12a	K 2099	1967	845050	249780	175,6	126,35	134	169	1999.06.29	40,9	37,5	700	17,2	25,2	2,52	90,1	19,6	0,44	0,3	1,46	8	403	408	625	7,47
II/13a	B 2043	1965	845060	250100	174,6	124,99	131	170	1999.10.20	41,3	35,6	850	16,9	25,3	2,8	83,1	18,2	0,51	0,33	1,68	14	473	391	600	7,49
II/14a	K 1987	1962	844603	250112	163,5	125,61	123	158	1999.09.14	40,4	36	1020	15,6	25,6	2,77	88,8	18,8	0,53	0,32	1,62	12	504	384	627	7,63
II/15a	K 2113	1967	844770	250130	172	127,58	126	164	1999.11.09	44,8	36,8	800	16,1	28,7	3,03	79,6	21,4	0,38	0,28	1,67	14	378	382	592	7,48
II/16.a	B 1997	1969	844737	248918	152	125,79	123	149	1999.09.08	45,6	36,8	590	17,5	24,9	2,48	84	19,2	0,49	0,31	1,17	8	407	391	602	7,44
II/17a	B 2107	1968	845045	248840	181	124,73	135	176	1999.06.29	41,1	35,4	910	18,4	23,8	2,46	88,9	24,4	0,47	0,34	1,15	8	413	401	610	7,39
II/18a	B 2160	1970	845388	248994	185	124,31	138	178	1999.11.03	39,2	35,2	980	18,4	28,2	3										

8. táblázat

Kút neve	Kat.szám	Szurozás	EOVY	EOVX	C-14 pM	A víz kora
Db IV/24	2144	169-214/4	854149	245930	16,78	10400
Db IV/7	1985	152-186	850448	246434	13,71	12600
Db I/D-8	2283	100-118	841052	246844	27,77	8270
Db I/É-8	2338	100-117	841817	248666	28,94	7250
Db Vek.2.	2315	181-215/3	848901	237378	15,86	10650
Sáránd VF-IV/b	9	182-215	844350	233870	15,93	11500
Ebes vízmu 1.	B-24	120-132	834418	239157	13,86	12500
Db Pallag	2028	126-147	844890	252880	28,55	6250
Hpályi vízmu 2.	B-47	83-91	852773	230198	13,38	13100
Nyírad.Aradvp.	33	198-217	859601	261182	17,18	9400
Db Kismacs	2240	105-137/4	837850	248770	25,26	8100
Db Látókép	2297	128-170	834156	248463	13,03	13800
Újléta vm1.	9	156-181	863417	239853	18,47	10500
Balmújv.vm II.	K-183	85-98	822700	256600	11,97	11900
DbKonz.VI.	2054	156-196/3	848446	241062	13,64	11250
Db Konz.VII	2095	149-178/2	845736	243810	22,97	8050
Db TitászIII.	2147	136-173/4	844260	244685	25,35	6800
Db Látókép	2363	124-172	830796	249185	13,36	13350
Hsámson	58	173-204/2	854030	254188	17,5	10300
Db II/7	2161	141-180	845040	249330	28,3	6100
Db II/22	2232	129-142;157-176	845097	248504	26,6	6450
Db II/30	2328	118-149	844841	251375	21,8	7800

C-14 izotóp adatok a mintázott kutakban

Mért koncentráció (mg/l)	15m	20m	25m	30m	35m	40m	45m	50m	55m	60m	64 m	66 m
Pentánig	<2,0	<2,0	<2,0	24	<2,0	17	28	18	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Hexán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	17	<2,0	10	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Heptán	<2,0	<2,0	<2,0	8	<2,0	<2,0	45	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Oktán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	17	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Nonán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Dekán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Undekán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Dodekán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Benzol	<0,5	<0,5	<0,5	19	254	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Toluol	<2,0	<2,0	<2,0	39	46	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
Etilbenzol	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
p,m-Xilol	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
o-Xilol	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0
1,1-Diklór-etilén	<1,0	125	349	50	27	450	91	70	7	6	<1,0	<1,0
transz-1,2-Diklór-etilén	<2,0	<2,0	876	307	97	3426	2219	568	137	138	<2,0	<2,0
1,1-Diklór-etán	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<2,0	<2,0
cisz-1,2-Diklór-etilén	<1,0	3066	2085	3387	15530	53700	112200	5728	2830	3034	<1,0	<1,0
Kloroform	2	2	3	<1,0	8	6	11	5	8	9	<1,0	<1,0
1,1,1-Triklór-etán	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	2	<1,0	304	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
1,2-Diklór-etán	<1,0	<1,0	<1,0	104	61	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Szén-tetraklorid	13	10,3	<1,0	<1,0	4	9	25	15	11	12	<1,0	<1,0
Triklór-etilén	23	3916	1425	10230	158400	24890	20120	3286	2453	733	<1,0	<1,0
1,1,2-Triklór-etán	<1,0	80	931	3542	2391	<1,0	455	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Perklór-etilén	<1,0	29	2	5	72	2	28	2	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Tetraklór-etán	<1,0	674	40	75	1816	<1,0	99	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Klór-benzol	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<5,0	<5,0
Metanol	311	<100,0	545	<100,0	<100,0	<100,0	1623	5536	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0
Etanol	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0
Aceton	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0	<100,0
Etil-acetát	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0
Tetrahydro-furán	<5,0	<5,0	<5,0	63	<5,0	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Mélységköz (m)	Rétegsor
0,0 - 10,0	homok
10,0 - 12,8	agyag
12,8 - 13,5	homok
13,5 - 18,0	iszapos homok
18,0 - 19,5	szürke homok
19,5 - 19,6	fekete agyag
19,6 - 22,0	szürke agyagos homok
22,0 - 23,2	szürke agyag
23,2 - 28,0	homokos agyag
28,0 - 32,5	agyag
32,5 - 36,4	szürke iszap
36,4 - 38,0	fekete agyag
38,0 - 41,0	szürke homok
41,0 - 43,0	homokos agyag
43,0 - 44,0	szürke homok
44,0 - 47,0	szürke homokos agyag
47,0 - 54,0	szürke agyag
54,0 - 59,0	szürke homokos agyag
59,0 - 64,0	szürke homok (száraz)
64,0 - 65,0	homokos agyag
65,0 - 67,0	szürke agyag

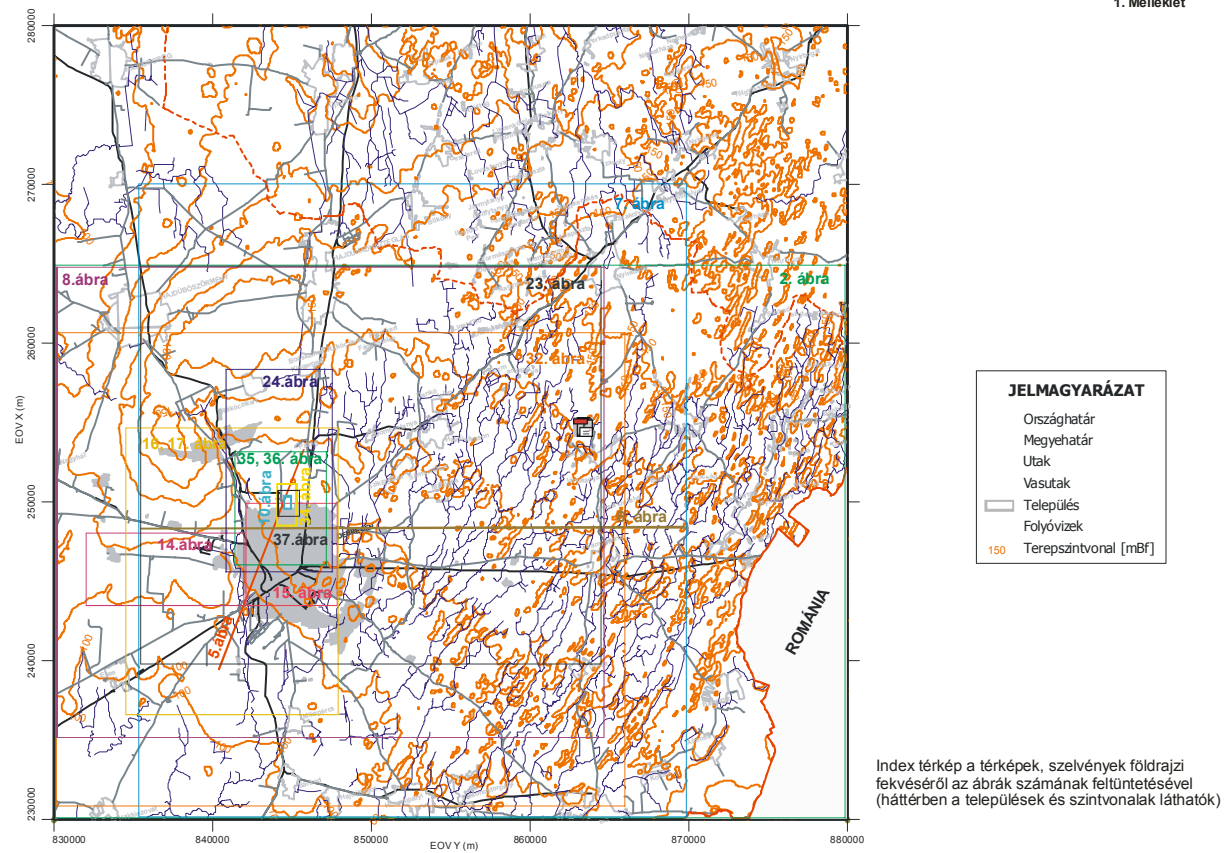
9. táblázat

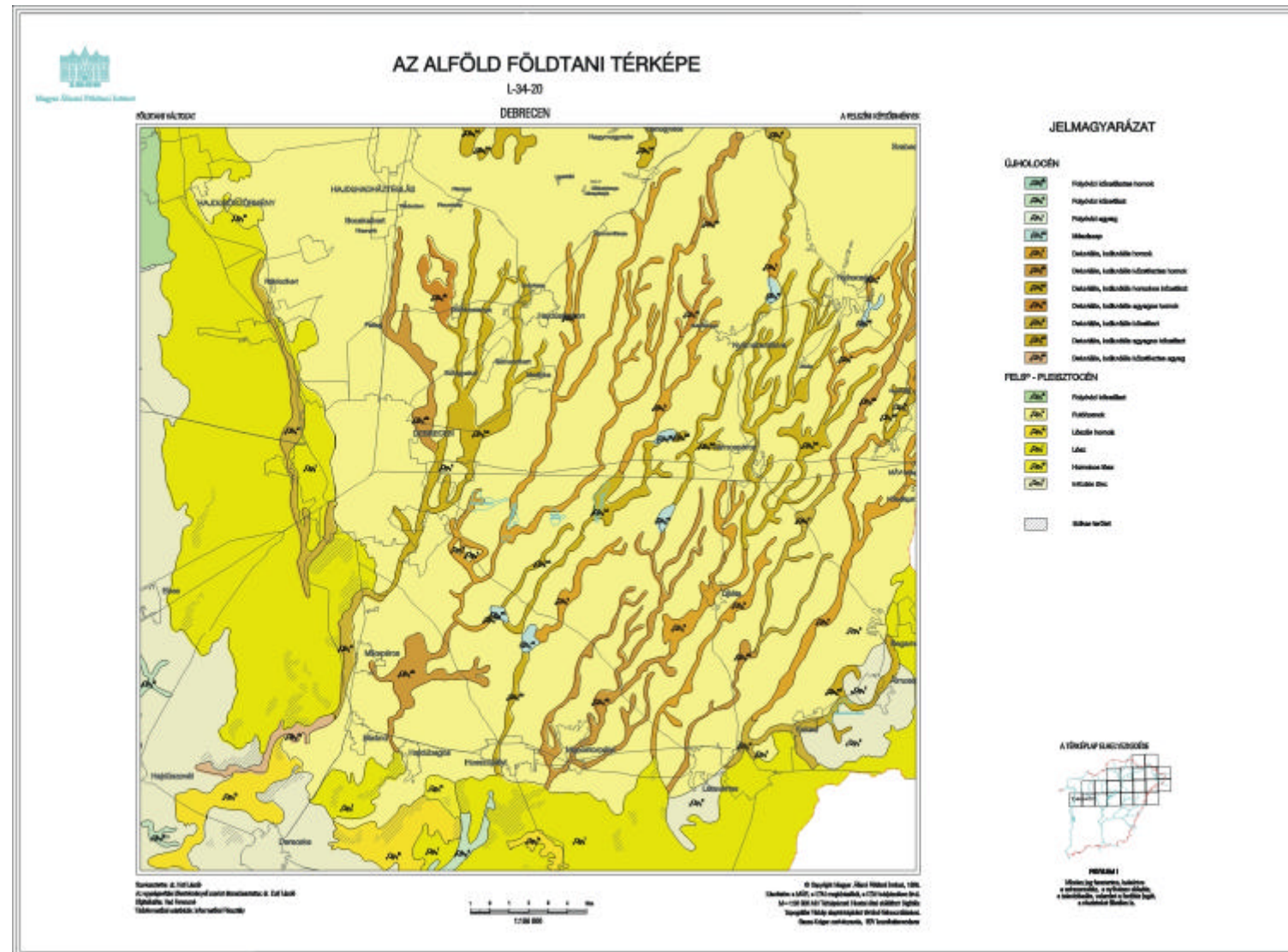
Egy, a gyógyszerár területén mélyített fúrásban, a felszín alatti vízben, különböző mélységközökben mért szennyező anyagok koncentrációja, valamint az adott fúrás rétegsora (piros: határérték feletti koncentráció)

10. táblázat

Kút neve	eov Y (m)	eov X (m)	térszín (mBf)	talp (mBf)	Nyomás (MPa)	h (mBf)
Hsz-5	825006	243966	110,3	-1090,95	12,95	230,25
Debrecen	845019	243645	116,31	-1735,69	18,13308024	114,31
Debrecen 1912	847700	249900	132	-1883,5	19,65233831	121,5
Bam-1	856563	233839	126,2	-3197,8	37,49886066	627,96

A sematikus [p(z)] profilhoz felhasznált mély kutak adatai





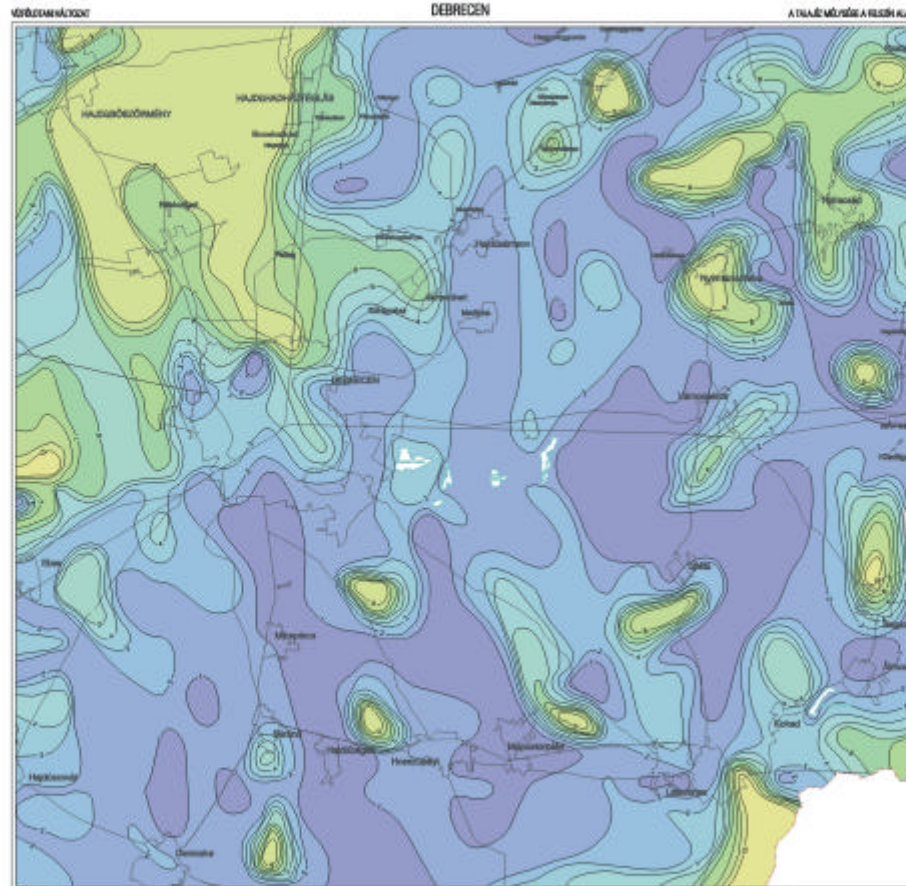


AZ ALFÖLD FÖLDTANI TÉRKÉPE

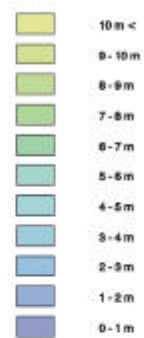
L-34-20

DEBRECEN

A TÁJÉKOZTATÓ ÉS A FÖLDTANI KUTATÁS



JELMAGYARÁZAT



A TÖRZSLAP Helyezése



Magyarország
Helyezése a környező országok között
a térképen látható a határok és a fővárosok

Északkeletre a 1000 m-es
a legmagasabb pontoknál a 1000 m-es
a 1000 m-es pontoknál a 1000 m-es
a 1000 m-es pontoknál a 1000 m-es



© Magyar Állami Földrajzi Intézet, 1998
A térkép a 1000 m-es pontoknál a 1000 m-es
a 1000 m-es pontoknál a 1000 m-es
a 1000 m-es pontoknál a 1000 m-es